



¿EL FIN DE LAS CUMBRES NEVADAS? Glaciares y Cambio Climático en la Comunidad Andina

COMUNIDAD
ANDINA
SECRETARÍA GENERAL



IRD
Institut de recherche
pour le développement



MINISTERIO
DE AGRICULTURA, PESCA
Y DESARROLLO RURAL



COMUNIDAD
ANDINA



**¿EL FIN DE LAS
CUMBRES NEVADAS?
Glaciares y
Cambio Climático en la
Comunidad Andina**

Publicado por la Secretaría General de la Comunidad Andina, el Instituto de Investigación para el Desarrollo, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, Oficina Regional para América Latina y el Caribe y la Agencia Española de Cooperación Internacional.

Derechos de propiedad intelectual © 2007, Secretaría General de la Comunidad Andina, Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y Agencia Española de Cooperación Internacional.

Está autorizada la reproducción total o parcial y de cualquier otra forma de esta publicación para fines educativos o sin fines de lucro, sin ningún otro permiso especial del titular de los derechos, bajo la condición de que se indique la fuente de la que proviene.

La Secretaría General de la Comunidad Andina, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y la Agencia Española de Cooperación Internacional agradecerán que se les remita un ejemplar de cualquier texto cuya fuente haya sido la presente publicación.

No está autorizado el empleo de esta publicación para su venta o para otros usos comerciales.

DESCARGO DE RESPONSABILIDAD

Producido por el equipo Great Ice del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) en coordinación con la Secretaría General de la Comunidad Andina y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (Oficina Regional para América Latina y el Caribe).

Para más información y detalles de cómo obtener copias de esta publicación por favor contáctenos:

Comunidad Andina
Secretaría General
Paseo de la República 3895, Lima 27, Perú
Teléfono: (51 1) 411-1400 / Fax: (51 1) 221-3329
www.comunidadandina.org
Casilla Postal: 18-1177
Lima 18 - Perú

Impreso por Typographics E.I.R.L.

Línea gráfica, edición técnica, corrección de estilo, traducción y cuidado de edición por:
Libélula Comunicación, Ambiente y Desarrollo S.A.C.

Fotografías:

© IRD-Bernard Francou (páginas 15, 18 y 30), © Paolo López (página 90) y © Heinz Plenge (páginas 42, 56, 64, 74 y 85)

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2007-09922

ISBN 978-9972-787-28-7

- Prólogo -

Los países de la Comunidad Andina concentran el 95% de los glaciares tropicales del mundo, los cuales cubren hoy una superficie estimada en 2,500 km². El 71% de los mismos están ubicados en Perú, el 22% en Bolivia, el 4% en Ecuador y el 3% en Colombia. En todos ellos se observa un franco retroceso atribuible al calentamiento global.

Dado que muchos de los ríos de la subregión provienen de los glaciares, esta deglaciación acelerada impacta en la provisión de agua para agricultura, en el consumo humano de varias de las principales ciudades de estos países, en el uso en la industria y en cuestiones de generación de energía. También incrementa el riesgo y la exposición de la población a peligros climáticos, como los aludes y el desborde de las lagunas glaciales, además de afectar la belleza escénica natural y por tanto, el turismo.

Los glaciares tropicales andinos tienen una importancia económica, social y ambiental considerable. Sus aguas de deshielo aportan con agua potable e industrial a las principales capitales (La Paz, Quito, Lima) y algunas otras grandes ciudades andinas. Proporcionan una gran parte de la electricidad consumida por los países andinos, ya que aproximadamente el 60% de la capacidad instalada energética y el 70% de la generación eléctrica de la Comunidad Andina es de origen hidroeléctrico y por tanto, renovable. El agua de riego, indispensable sobre todo para cuenca del Pacífico -particularmente árida-, es generalmente de origen glaciar. Los glaciares juegan además un papel de gigantescos reservorios, configurando la variabilidad climática intra e interanual.

Conscientes del cambio que está ocurriendo y de las necesarias medidas de adaptación que deberán ser emprendidas antes que sea demasiado tarde, la Secretaría General de la Comunidad Andina (SGCAN) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) decidieron en coordinación con el programa Great Ice del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) y sus contrapartes andinas elaborar un documento accesible a un público no especializado que resumiera las líneas de fuerza de lo que se conoce de los glaciares de los Andes Tropicales en base a los datos recogidos sobre ellos, de su evolución actual y pasada, y de su relación con el cambio climático ocurrido a alta altitud de estas zonas.

Esta publicación no pretende desarrollar el tema en su totalidad o presentar todos los estudios efectuados, sino que se limita a una presentación de los resultados de la red de monitoreo de glaciares del equipo Great Ice y de sus contrapartes andinas, quienes han proporcionado un importante conocimiento sobre el funcionamiento de los glaciares tropicales, los procesos físicos responsables de la ablación en su superficie, el impacto de la variabilidad climática regional sobre su evolución, y el efecto sobre el recurso agua relacionado con la evolución en los altos Andes.

Al final, la publicación tiene la finalidad de plantear una reflexión en torno a las siguientes preguntas ¿qué glaciares tendremos en las próximas décadas en los Andes tropicales?, y ¿qué sucederá con las aguas provenientes de las cuencas de alta montaña cuando se haya reducido el tamaño de los glaciares, o cuando estos hayan desaparecido?

El presente volumen "El fin de las cumbres nevadas - *Glaciares y Cambio Climático en la Comunidad Andina*" fue posible gracias al equipo del Programa de Medio Ambiente y Desarrollo Sostenible de la Secretaría General de la Comunidad Andina; al Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de Francia, a través de su Programa Great Ice (Glaciers et Ressources en Eau d'Altitude: Indicateurs Climatiques et Environnementaux), y a todas las contrapartes institucionales de este programa en los distintos países andinos, IHH, SENAMHI (Bolivia), INRENA, SENAMHI (Perú), INAMHI, EMAAP-Q (Ecuador); a la Agencia Española de Cooperación Internacional (AECI); al Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente / Oficina Regional Para América Latina y el Caribe (PNUMA) y a las Oficinas Nacionales de Cambio Climático de las Autoridades Ambientales de los Países Miembros de la Comunidad Andina.

- Contenido -

Prólogo	5
Resumen Ejecutivo	10
1. Retroceso glaciar y cambio climático en los Andes Centrales	19
1.1 Glaciación actual en el trópico: importancia de los Andes Centrales	19
1.2 Tendencias recientes en los Andes Centrales	23
1.2.1 Retroceso acelerado de los glaciares	23
1.2.2 Calentamiento de la atmósfera	23
1.3 Previsiones para el siglo XXI	29
2. Glaciares: ¿cómo y donde estudiarlos?	31
2.1 Los glaciares y su estudio	31
2.2 Variaciones geométricas	32
2.3 El balance de masa	33
2.4 La ablación como producto del balance de energía	37
2.5 Balance hidrológico en cuencas glaciares	37
2.6 El sistema de observación de glaciares en los Andes Centrales	39
3. El retroceso glaciar en un contexto de cambio climático regional	43
3.1 Una clara aceleración del retroceso glaciar desde los 1970s	43
3.2 Variabilidad del balance de masa desde principios de los 1990s	47
3.2.1 Glaciares "pequeños" y "grandes"	47
3.2.2 Paralelismo en las tasas de ablación y estacionalidad comparada en Bolivia y Ecuador	47
3.2.3 Balance de masa y temperatura superficial del Pacífico Ecuatorial: influencia del ENSO	52
3.3 ¿Es excepcional el retroceso de los glaciares andinos?	54
3.4 Conclusiones sobre el retroceso glaciar en relación al cambio climático regional	55

4. Fluctuaciones generales en los Andes Centrales durante el último milenio	57
4.1 ¿Cuál es la importancia de estudiar la Pequeña Edad de Hielo?	57
4.2. La historia regional de las fluctuaciones glaciales	58
4.2.1 Extensión máxima de la PEH en los Andes centrales	58
4.2.2 La desglaciación ocurrida entre los siglos XVII y XX	59
4.2.3 Evolución comparada de glaciares durante la PEH	61
4.3 Condiciones climáticas que explicarían la evolución de los glaciares tropicales durante la PEH	62
5. Relación entre balance de masa y clima	65
5.1 Variabilidad de la acumulación neta	65
5.2 Procesos físicos responsables de la ablación	67
5.3 El BES en los glaciares Zongo y Antisana	69
5.4 Variabilidad del balance de masa en Bolivia y Ecuador en términos de flujos de energía	49
5.5 Glaciares tropicales, temperatura del mar y eventos ENSO	73
6. Impactos del retroceso glaciar sobre los recursos hídricos	75
6.1 Variabilidad de los escurrimientos glaciares	75
6.1.1 Escurrimientos, precipitaciones y variabilidad	75
6.1.2 Variabilidad interanual de los escurrimientos y eventos ENSO	78
6.2 Impacto de los glaciares en las cuencas de alta montaña	80
6.2.1 Recurso hídrico y tasas de cobertura glaciar	80
6.2.2 Pronóstico del recurso hídrico glaciar: el caso de la Cordillera Blanca	80
7. Retroceso glaciar e incremento del riesgo de catástrofes	85
Cordillera Blanca (Perú)	86
Altar (Ecuador)	87
Safuna Alta (Perú)	89
8. Conclusiones y perspectivas	85
<hr/>	
Glosario	93
Bibliografía	96

RESUMEN EJECUTIVO

Resumen Ejecutivo

El presente volumen *¿El fin de las cumbres nevadas? Glaciares y Cambio Climático en la Comunidad Andina*, presenta los resultados de una serie de investigaciones que vienen realizándose en los glaciares tropicales andinos de Bolivia, Ecuador y Perú, en las últimas décadas, proporcionando de este modo una visión general del estado del conocimiento sobre los glaciares y cambio climático en la región.

Los temas que abarcan estas investigaciones son de diversa índole, desde la descripción general de un glaciar, pasando por las metodologías para estimar su retroceso, la correlación entre variables climáticas y otros fenómenos climáticos, hasta la descripción de las catástrofes ocurridas en la región por la presencia de lagunas glaciares.

Sección 1

Retroceso glaciar y cambio climático en los Andes Centrales, se presentan algunas de las características particulares de los glaciares tropicales, las tendencias observadas en los Andes Centrales en las tres últimas décadas (retroceso acelerado de los glaciares y el recalentamiento de la atmósfera), y algunas proyecciones sobre la evolución futura de la temperatura en la atmósfera andina. Las principales ideas esbozadas en la sección se presentan a continuación:

- Los niveles actuales de glaciación en el trópico son poco extensos (2,500 km²), el 99% se encuentra en la región andina. Su estudio es interesante por diversas razones: los glaciares andinos juegan un rol importante en el manejo del recurso hídrico; son proveedores de agua en regiones de lluvias escasas; actúan también como reguladores del régimen hidrológico en casi todas las regiones andinas; y pueden ser, directamente o indirectamente, causa de catástrofes.
- Diversas mediciones muestran evidencia de un aumento de la temperatura en los Andes Tropicales, fenómeno que se habría acelerado a partir de la segunda mitad de los 1970s.
- La temperatura al nivel del suelo muestra un incremento promedio de 0.15°C por década desde 1950, mientras que entre 1974 y 1998 este incremento fue de 0.32-0.34°C. En cuanto a las precipitaciones, éstas parecen haberse incrementado en el norte del Perú, mientras que en el sur de este país y en el norte de Bolivia, el nivel de las precipitaciones habría disminuido. Por otro lado, las lluvias se habrían incrementado en el altiplano peruano y el norte de Bolivia durante la temporada seca.
- Diversas estimaciones prevén un aumento de la temperatura en los Andes Centrales, el cual sería mayor por encima de los 4,000 msnm. En estas condiciones, sólo las cumbres más elevadas (ubicadas a más de 5,500 msnm) de los Andes Centrales estarían cubiertas por glaciares a finales del siglo XXI.

Sección 2

Glaciares: ¿cómo y dónde estudiarlos?, proporciona algunas definiciones básicas sobre los glaciares, las metodologías para estudiarlos, y la descripción de la red de monitoreo de glaciares existente para la Región Andina. Asimismo, describe cómo los glaciares son monitoreados desde diversos ángulos, y que como objetos sensibles a la variabilidad climática, pueden ser utilizados como indicadores del cambio climático.

Se define al glaciar como una masa de hielo que acumula y transforma nieve en hielo y la restituye en forma de vapor o en forma líquida, conociéndose a esta relación entre ganancias y pérdidas de masa como balance de masa. El balance de masa constituye la información básica más importante para el estudio de los glaciares

Dos son las principales variables que se miden en un balance de masa: la acumulación neta (acumulación neta es la cantidad de nieve y hielo acumulada a lo largo de un año hidrológico) y la ablación (la suma de la fusión y sublimación del glaciar).

En la parte baja de los glaciares, la "zona de ablación", el hielo es sometido a una intensa fusión. La fusión hace que el hielo desaparezca por el frente del glaciar. Este proceso de transferencia está controlado por el balance de masa y las características topográficas del glaciar.

La respuesta de un glaciar a un cambio de balance de masa es variable. Esta depende de su tamaño, espesor, geometría del lecho rocoso, pendiente promedio, de la cantidad de agua entre el hielo y el lecho, y de la temperatura del hielo a nivel de lecho. El movimiento del frente de un glaciar durante un año determinado depende tanto del balance de masa durante ese mismo año en la zona de ablación, como del déficit acumulado en toda la superficie del glaciar durante los diez años anteriores.

En el caso de glaciares de pequeño tamaño (inferiores a 1 km²), la extensión de las zonas de acumulación y de ablación varían cada año, por lo que es posible que durante ciertos años la superficie entera del glaciar se convierta en una zona de ablación o en una de acumulación. Por otro lado, los glaciares más grandes pueden tardar entre cinco y diez años en responder a cambios del entorno.

La red integrada de monitoreo del área andina se empezó a desarrollar en los noventa, en varias etapas. Se inició en 1991 en Bolivia (glaciares Zongo y Chacaltaya), continuó en 1994 en Ecuador (Antizana 15a y Carihuairazo), extendiéndose al Perú en los años 1998 – 2000 (Artezonraju, Yanamarey y Sullcón). En la actualidad cuenta con 11 estaciones.

Sección 3

Retroceso glaciar en un contexto de cambio climático regional, se inicia con una revisión de los principales resultados de las mediciones sobre la evolución de los glaciares; para luego analizar los datos de balance de masa en los glaciares en estudio de Bolivia y Ecuador desde inicios

de los noventa. Por último, se analiza la relación entre los eventos ENSO y las fluctuaciones de balance de masa.

Durante los últimos 25 años, todos los glaciares observados en los Andes Centrales han acelerado su retroceso. Evidencias obtenidas en la Cordillera Blanca señalarían un retroceso moderado de entre 50 y 150 m de longitud por década entre 1948 y 1970, el cual se mantuvo estable durante la década de los setenta. Después de 1980, el retroceso fue rápido y generalizado, volviendo a acelerarse a mediados de los 1990s. Después de un detenimiento entre 1999 y 2001, el retroceso se aceleró nuevamente hasta nuestros días.

Existe una fuerte relación entre el balance de masa y el tamaño de un glaciar. Glaciares como el Zongo y el Antisana, los cuales mantienen zonas de acumulación considerables a grandes alturas, podrían recuperar masa ciertos años aún si los déficit son mayores que los ingresos. En cambio, el balance de masa de los glaciares Chacaltaya y el Charquini Sur, ambos de menos de 0.5 km², ha sido constantemente negativo. De estas observaciones se puede concluir que los pequeños glaciares que no cuentan con una zona permanente de acumulación se encuentran fuertemente desbalanceados.

Las dos fases opuestas de los eventos ENSO explican las situaciones más contrastantes observadas sobre los glaciares de los Andes Centrales, tanto en Bolivia como en el Ecuador. En el Antisana 15, el balance de masa está estrechamente correlacionado (negativamente) con la temperatura superficial del mar en el sector Niño-4 del Pacífico ecuatorial. En Bolivia, se observa una correlación entre el balance de masa del glaciar Chacaltaya y la temperatura superficial del mar, pero en el sector Niño 1+2 durante los meses de verano.

En un estudio reciente, Franco y Vincent (2007) compilaron información sobre 75 glaciares de montaña ubicados en distintos macizos del mundo. El estudio concluye que la tasa de recesión en los Andes Centrales no es excepcional si se la compara a los promedios calculados en los macizos de las montañas rocosas (América del Norte) o Tien-Shan (Asia Central). Los "pequeños" glaciares ubicados en las regiones tropicales, como en Kenya y Bolivia sufren pérdidas similares.

Sección 4

Fluctuaciones glaciares en los Andes Centrales, analiza la variabilidad climática a partir de su relación con la "Pequeña Edad de Hielo" (PEH).

El término PEH se refiere a un periodo de frío que ocurrió entre los siglos XIV y XIX. Diferentes estimados calculan que la temperatura media en este periodo fue entre 1 y 2°C más baja que el promedio 1961–1990. Este periodo es importante para analizar tendencias climáticas futuras, ya que algunos estimados pronostican para finales del siglo XXI cambios de temperatura similares a los ocurridos durante la PEH.

En el Ecuador, la extensión máxima de la PEH ocurrió en dos periodos. En glaciares ubicados por encima de los 5,700 msnm, ésta ocurrió alrededor de 1730. En glaciares ubicados en picos de altura inferior a los 5,400 msnm, ocurrió alrededor de 1830. En la Cordillera Blanca, los glaciares alcanzaron su extensión máxima alrededor de 1630; mientras que en Bolivia, este periodo ocurrió entre 1657 y 1686.

Desde la extensión máxima de la PEH, los glaciares han evolucionado de una manera notablemente homogénea. El retroceso ocurrió lentamente entre los siglos XVIII y XIX, y se aceleró rápidamente a partir de 1840. Durante la segunda mitad del siglo XX, el proceso se aceleró fuertemente, tanto así que el retroceso ocurrido desde entonces sería de la misma magnitud que aquel ocurrido entre la extensión máxima de la PEH y mediados del siglo pasado.

Sección 5

Relación entre balance de masa y clima: acumulación y ablación, describe el tipo de información climática que se puede obtener del estudio del balance de masa.

Los datos anuales se encuentran directamente relacionados con (i), la acumulación de nieve, la cual depende tanto de precipitaciones como de deslizamientos y vientos; y (ii), la ablación, la cual representa directamente el balance de energía en la superficie (BES). El BES representa la relación entre las variables meteorológicas locales y el derretimiento de la superficie del glaciar.

La cantidad de nieve acumulada se mide anual o bianualmente en la parte alta de los glaciares. A pesar de las dificultades existentes para identificar la capa de acumulación correspondiente a cada año hidrológico, fue posible obtener datos anuales de balance de masa en los Andes Centrales. Los resultados muestran que la acumulación neta medida por encima de los 5,500 msnm está comprendida entre 700 y 1,200 mm w.e. a⁻¹, con una marcada variabilidad interanual. En el glaciar Zongo (Bolivia), los valores de acumulación neta varían desde menos de 500 hasta 1,200 mm w.e. a⁻¹, mientras que en las morrenas circundantes se observan valores de entre 700 y 1,200 mm w.e. a⁻¹ (Berger et al., 2005).

Entre 1983 y 2006 se extrajeron testigos de hielo en diversas zonas de los Andes. Los resultados muestran una drástica reducción en la acumulación neta durante los años del fenómeno del Niño, los cuales son coincidentes con las reconstrucciones realizadas en glaciares como Chimborazo (Ecuador), Huascarán y Quelccaya (Perú).

Por su lado, los estudios de variabilidad del balance de masa en Bolivia y Ecuador, en términos de flujos de energía, muestran que:

- En Bolivia, cuando las nevadas son demasiado escasas como para cubrir la zona de ablación, el deshielo se incrementa y la ablación puede alcanzar tasas muy altas. Lo mismo ocurre cuando llueve o cuando el granizo o la nieve caen a temperatura de deshielo. En ambos casos, la absorción de la energía radiativa es favorecida por un albedo de bajo valor.
- En el Ecuador, la estacionalidad del balance de masa del glaciar Antisana 15a es menos pronunciada, aunque una importante variabilidad interanual se produce durante todo el año. Las mayores tasas de ablación coinciden con los equinoccios, es decir, con los periodos de mayor radiación solar en el Ecuador.
- El albedo juega en el Ecuador el mismo rol determinante que en Bolivia, pero la aparición de un manto de nieve en la superficie de los glaciares parece depender más de la fase de precipitación (lluvia o nieve) que de su cantidad.

En cuanto a la relación entre los eventos ENSO y el retroceso glaciar, se observa lo siguiente:

- En el Ecuador, las dos fases opuestas de los eventos ENSO (El Niño y La Niña) explican las situaciones más contrastantes observadas en el glaciar Antisana. Cuando en el Pacífico Central ocurre una anomalía de temperatura en la superficie del mar, su respuesta atmosférica se produce en los Andes ecuatorianos tres meses después. Durante las fases cálidas del ENSO, el incremento de la temperatura favorece la ocurrencia de lluvias en altitudes de entre 5,100 y 5,300 msnm, lo cual, junto con una ligera disminución de la nubosidad, mantiene constantemente bajos los valores del albedo. En consecuencia, el deshielo es alto (Favier et al., 2004a,b).
- En Bolivia, la evolución del balance de masa también está muy relacionado con las anomalías de temperatura que ocurren en la superficie del Pacífico Central. Esta relación se observa a través de las precipitaciones. En efecto, durante las fases cálidas del ENSO, las precipitaciones se reducen entre 10 y 30% y se producen con mayor frecuencia periodos secos en los veranos (Vuille et al., 2000b).

Como conclusión, se puede decir que los cambios en la evolución espacio-temporal del fenómeno El Niño desde los setenta y el calentamiento de la tropósfera son factores que explican el retroceso de los glaciares ubicados en los Andes Tropicales.

Sección 6.

Impactos del retroceso glaciar sobre los recursos hídricos, se describe la variabilidad de los escurrimientos provenientes de glaciares en los países andinos y se presentan las proyecciones de futuros escurrimientos según diferentes escenarios de elevación de temperaturas en cuencas con cobertura glaciar distinta.

En la Cordillera Blanca peruana, la comparación de la distribución de las precipitaciones y de las láminas escurridas en varias subcuencas del río Santa, pone

en evidencia el papel regulador de los glaciares. Los escurrimientos mensuales de las cuencas pequeñas con bajo componente glaciar o en aquellas de gran tamaño están estrechamente correlacionados con la distribución mensual de las precipitaciones. Por el contrario, los escurrimientos de las cuencas con mayor proporción de glaciares son más sostenidos en la estación seca y fría. Los escurrimientos de las cuencas pequeñas con un componente glaciar muy importante son aún más sostenidos en la estación seca y fría.

Se observa que la variabilidad interanual de dichos escurrimientos depende fuertemente de la ocurrencia de eventos ENSO, los cuales aceleran el retroceso de los glaciares a través de un aumento de las temperaturas (en Bolivia, Perú y Ecuador) y de una disminución de las precipitaciones (en Bolivia y sur del Perú).

Las proyecciones en los escenarios de cambio climático prevén un incremento temporal de los caudales, seguido por una disminución drástica del volumen y regularidad de los recursos hídricos en las cuencas abastecidas por glaciares. En la Cordillera Blanca, esta disminución podría alcanzar hasta 60% dentro de 100 ó 200 años.

Sección 7

Retroceso glaciar e incremento del riesgo de catástrofes, describe cómo el retroceso de los glaciares ha ocasionado la formación de grandes lagos formados por materiales fácilmente erosionables. En regiones sísmicas como los Andes peruanos o los Himalayas, la probabilidad de que estos diques se quiebren es lo suficientemente alta como para que las lagunas constituyan una amenaza latente.

Por lo general, este tipo de catástrofes se produce como consecuencia del desprendimiento de una sección de un glaciar o de la cara de una ladera rocosa en una laguna. Estos impactos producen grandes olas que se propagan aguas abajo y causan el desbordamiento de otras lagunas, produciendo devastación a su paso. Las mayores catástrofes ocurren durante la época de lluvias, cuando los lagos contienen más agua. Dos de las ocurridas en los Andes se describen a continuación:

- En diciembre de 1941 el desprendimiento de un glaciar y su caída en dos lagos que dominan la ciudad de Huaraz, produjo que la mitad de la ciudad fuera arrasada y que alrededor de 4,000 personas perdieran la vida.
- En diciembre del 2000 en el macizo volcánico El Altar, en el Ecuador, entre 50,000 y 70,000 metros cúbicos de rocas se desprendieron de una pared volcánica circundante y cayeron a la laguna que ocupa el cráter, provocando una ola de 50 m de alto. El flujo se extendió hacia una pequeña cuenca situada aguas abajo y se introdujo luego en el valle del río Collanes, provocando una crecida a lo largo de 100 km que dejó sin vida a una decena de personas y provocó cuantiosos daños materiales.

Conclusiones y recomendaciones

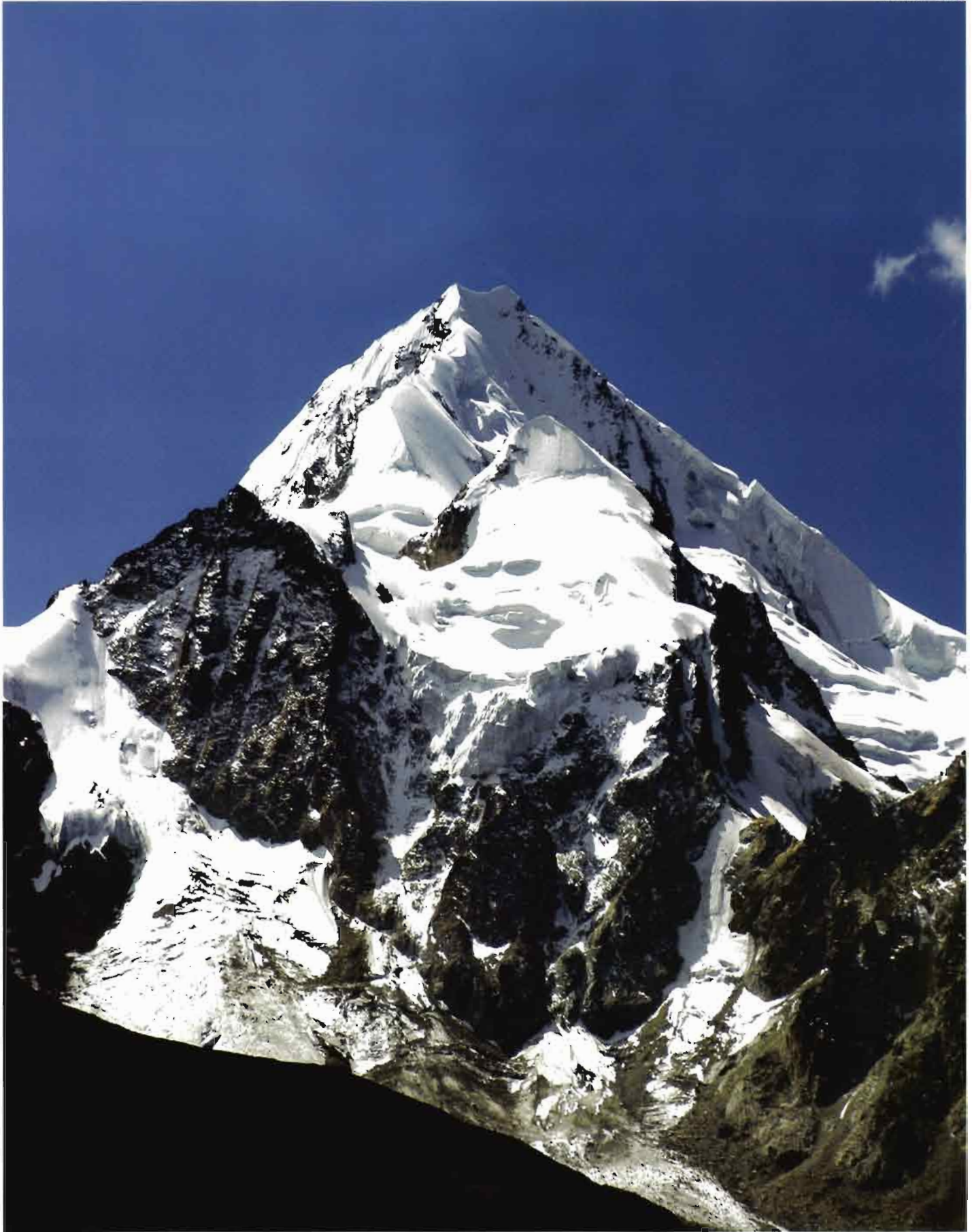
Las principales conclusiones a las que se arriba, bajo la consideración de que las mismas parten de la comparación de estudios realizados en algunos lugares puntuales y en una escala temporal determinada, son las siguientes:

- Los Andes Centrales albergan el 99% de los glaciares tropicales del mundo.
- A pesar de su modesta extensión (2.500 km²), los glaciares andinos son de interés dado que: (1) son importantes indicadores del cambio climático, (2) juegan un importante rol en el manejo del recurso hídrico, (3) actúan como reguladores del régimen hidrológico en casi todas las regiones andinas, y (4) pueden ser directa o indirectamente, causa de catástrofes
- Los estudios desarrollados sobre los Andes Centrales, muestran dos tendencias importantes en los últimos años: un retroceso acelerado de los glaciares y el calentamiento de la atmósfera (0.15° C por década desde 1950).

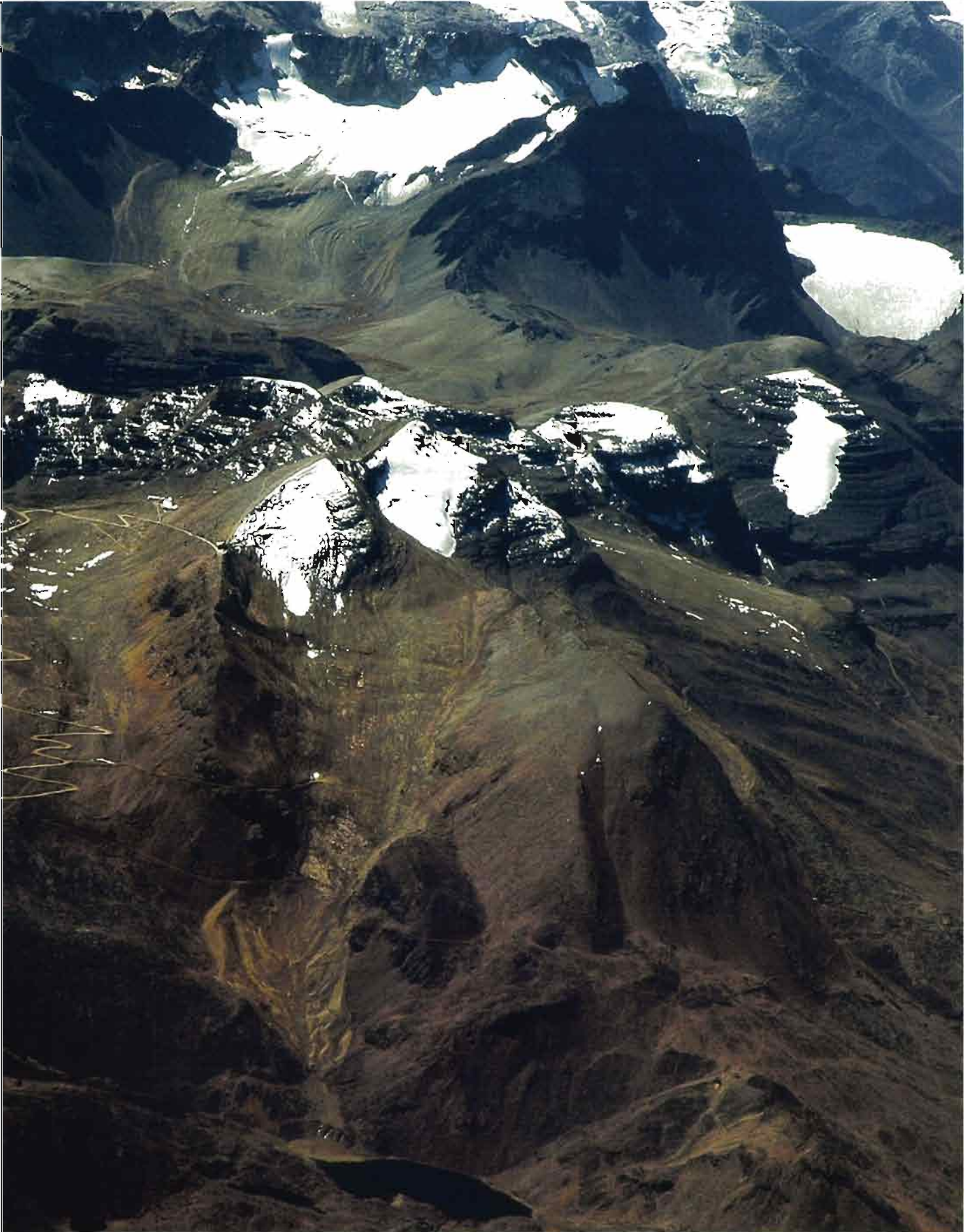
- El clima en los Andes tiene particularidades regionales, marcadas entre otras cosas, por su relación con los eventos ENSO (El Niño Southern Oscillation).
- Los eventos ENSO cálidos y fríos (los más intensos conocidos como el Niño y La Niña) son asociados a un aumento de entre 1 y 3°C en la temperatura atmosférica en los Andes.
- La contribución de los eventos ENSO tibios a la recesión de los glaciares tropicales en los Andes ha sido determinante.
- La ocurrencia de eventos ENSO acelera el retroceso de los glaciares a través de un aumento de las temperaturas (en Bolivia, Perú y Ecuador) y de una disminución de las precipitaciones (en Bolivia y Perú).
- Se prevé un aumento generalizado de la temperatura en los Andes Centrales, lo que produciría un incremento temporal de los caudales seguido de una disminución drástica del volumen y regularidad de los recursos hídricos.

Finalmente, se recomienda la elaboración de una Agenda de Investigación Científica de Cambio Climático para la Región Andina, que destaque sus prioridades de investigación como base para el desarrollo de políticas, herramientas de planificación y lineamientos para la inversión, que tomen en cuenta los posibles impactos del cambio climático. Esta Agenda se constituiría en una guía para la comunidad científica y podría servir de instrumento marco para focalizar y concentrar esfuerzos y recursos.

Asimismo, se recalca la necesidad de fortalecer la red de observación hidro-meteorológica de la región andina (con especial énfasis en las cuencas glaciares) que cuente con algunas estaciones de monitoreo por encima de los 4,000 msnm.



**GLACIARES Y CAMBIO CLIMÁTICO
EN LA COMUNIDAD ANDINA**



Sección 1

Retroceso glaciar y cambio climático en los Andes Centrales

El retroceso de los glaciares ubicados en los Andes Centrales está estrechamente vinculado al cambio climático global. Más que un hecho limitado a los Andes o a las zonas tropicales, se trata de una tendencia que afecta a todos los glaciares de montaña del mundo (IPCC, 2001; Francou y Vincent, 2007) en magnitudes diferentes.

Sin embargo, el cambio climático en los Andes tiene particularidades regionales marcadas. Una de ellas es la relación entre la variabilidad del clima y el Fenómeno "El Niño", o lo que los científicos llaman "eventos ENSO" (*El Niño Southern Oscillation*). En efecto, no se puede discutir las variaciones

del clima andino y su efecto sobre los glaciares sin tomar en cuenta que la tendencia hacia el recalentamiento que vienen experimentando las zonas andinas de montaña se combina con una oscilación climática que afecta al Pacífico ecuatorial.

En la presente sección¹ se desarrollan algunas de las características particulares de los glaciares tropicales, con énfasis en dos tendencias observadas en los Andes Centrales en los últimos 30 años: el retroceso acelerado de los glaciares y el recalentamiento de la atmósfera. Finalmente, para ilustrar esta tendencia, se presentan algunas proyecciones sobre la evolución futura de la temperatura en la atmósfera andina.

1.1 Glaciación actual en el trópico: importancia de los Andes Centrales

Los niveles actuales de glaciación en el trópico, es decir, el área cubierta por glaciares, es en realidad poco extensa. Si se sumaran las áreas de todos los glaciares tropicales ubicados en América del Sur, África e Indonesia, la superficie total sería menor a los 2,500 km²; un área comparable a la que cubren los glaciares alpinos. Los glaciares de los Himalayas, por ejemplo, sumarían una superficie glaciar cercana a los 33,000 km², es decir una cifra más de trece veces mayor (Dyurgerov y Meier, 1997).

Considerando que los glaciares tropicales son en su mayoría de pequeño tamaño (son poco frecuentes los glaciares con espesor superior a 200 m) es lógico que sus volúmenes de hielo sean también reducidos. En efecto, se estima que el derretimiento de todos los glaciares tropicales ocasionaría un aumento del nivel de los océanos inferior a 0,1 mm. A

manera de ilustración, se puede comparar esta cifra con el aumento de 24 cm que produciría el derretimiento de todos los glaciares de montaña del mundo, o con los 72 metros que produciría el derretimiento de los casquetes polares de Groenlandia y la Antártica.

En la Tabla 1.1 (página siguiente) se presenta una estimación reciente de la extensión de los glaciares tropicales, en la cual se observa que su distribución en el mundo es muy desequilibrada, aunque con una evidente preponderancia de los Andes Centrales.

Se puede observar que más del 99% de los glaciares tropicales se ubican en los Andes Centrales, y que una gran mayoría se encuentran en el Perú. Este país concentra más del 70% de la superficie total y, en consecuencia, probablemente un mayor porcentaje del volumen.

¹ Los autores de esta sección son Bernard Francou y Bernard Pouyaud

A pesar de su modesta dimensión, los glaciares tropicales despiertan un gran interés, en particular aquellos ubicados en los Andes. Varias son las razones que sustentan este interés. En primer lugar, los glaciares son importantes indicadores del cambio climático; en especial aquellos ubicados por encima de los 4,000 msnm, en donde existen muy pocos sistemas instrumentales de medición.

En segundo lugar, los glaciares andinos desempeñan un rol importante en el manejo del recurso hídrico. Son proveedores de agua en regiones de lluvias escasas, tal como sucede en el desierto costeño del Perú. Actúan también como reguladores del régimen hidrológico en casi todas las regiones andinas, particularmente aquellas que están sometidas a largas estaciones secas.

En los años en los que las lluvias son escasas (en promedio, dos de cada cinco en zonas como el Altiplano peruano y el norte de Bolivia), la fusión del hielo permite mantener un caudal mínimo de agua y así abastecer los sistemas de riego, las plantas de generación hidroeléctricas, las necesidades de los centros urbanos, las aguas subterráneas, poblaciones y los ecosistemas que dependan de estas fuentes. Lo mismo ocurre en regiones relativamente húmedas, en donde el aporte de los glaciares es crucial para mantener el abastecimiento de agua potable en ciudades como Quito, La Paz, y probablemente Lima.

Por último, los glaciares pueden ser, directa o indirectamente, causa de catástrofes. En efecto, el desprendimiento de glaciares y su caída sobre lagunas cercanas ha provocado en el pasado inundaciones mortales en la Cordillera Blanca

Tabla 1.1

- Glaciares tropicales -

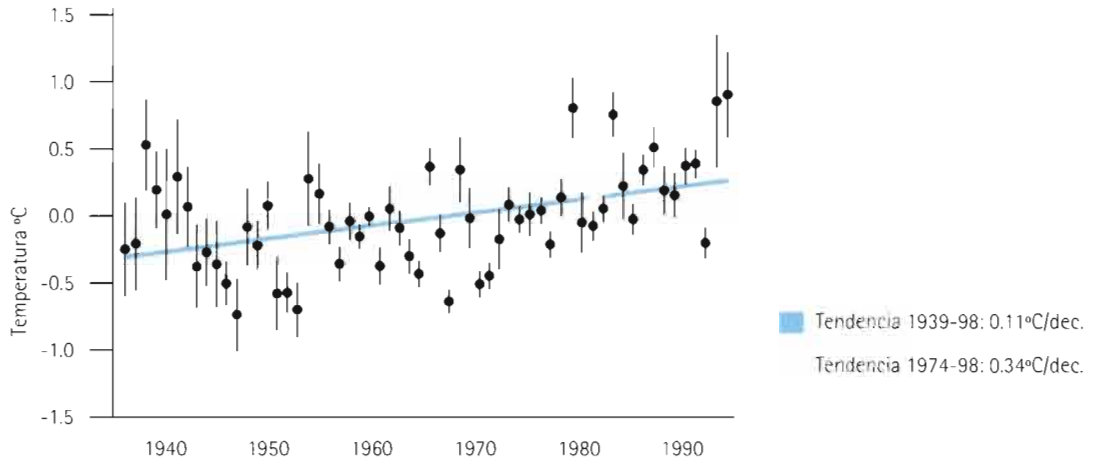
Región	Área en km ²	% de los glaciares tropicales	Año de estimación
Perú	1,958 (1,370)	71.1	1970 (2006)
Bolivia	562 (393)	20.4	1975 (2006)
Ecuador	112.8 (79)	4.1	1976 (2006)
Colombia	108.5 (76)	3.9	1950 (2006)
Venezuela	2.7 (1.8)	0.09	1950 (2006)
Total América del Sur	2,744 (1,920)	99.68	2006
Kilimanjaro	2.2		2000
Ruwenzori	0.96		2003
Mt. Kenya	0.3		2004
Total Africa	3.46	0.18	~2000
Papusia-Nueva Guinea	2.3	0.12	2000
Total probable para los glaciares del trópico	~1,926	100	

Las cifras entre paréntesis representan estimaciones hechas por Bernard Francou y G. Kaser, más conservadoras que las originales, basadas en extrapolaciones de mediciones efectuadas sobre algunos glaciares de las zonas indicadas.

Fuentes: Kaser (1999), Jordan (1993), Hastenrath (1993), Kaser & Osmaston (2002), Thompson et al. (2002), Hastenrath (2005), Taylor et al. (2006) y Klein & Kincaid (2006) Francou y Vincent (2007).

Figura 1.1

- Temperatura en los Andes Tropicales entre 1939 y 1998 -



Fuente: Vuille y Bradley (2000)

(Perú), donde se estima un promedio de 30,000 muertos como consecuencia de al menos 30 desastres asociados a los glaciares desde 1941². En otros casos, masas de hielo derretidas por erupciones volcánicas han provocado grandes flujos de lodo, tal como ocurrió en el Cotopaxi (Ecuador) en 1877 o en el Nevado del Ruiz (Colombia) en 1985.

La ocurrencia de dichas catástrofes despertó el interés por el estudio de los glaciares tropicales. Sin embargo, los

programas de monitoreo desarrollados en los últimos años se han enfocado mayormente en aspectos climáticos y sus efectos sobre el manejo del recurso hídrico.

Las culturas andinas tradicionales conocen de los beneficios generados por los glaciares, y los cultos ancestrales son manifestaciones de este afecto. Así lo demuestran las ceremonias anuales organizadas al pie de glaciares, como la del Señor del Quyllur R'iti en la Cordillera de Vilcanota.

Recuadro 1.1

- ¿Cuál es la particularidad de los glaciares tropicales? -

Tal como ocurre en las otras regiones climáticas, los glaciares tropicales son muy diversos. Algunos están constituidos por casquetes extendidos que cubren cumbres de montañas, como el Nevado Huascarán (norte del Perú) o el complejo volcánico del Coropuna en Arequipa (sur del Perú). Otros son glaciares cónicos que carecen de lenguas claramente individualizadas, como los glaciares del volcán Cotopaxi en Ecuador. Por otro lado, existen glaciares circulares y de tamaño reducido, así como otros que se extienden en forma de lenguas. En general, las lenguas glaciares en la zona intertropical no superan los 2-3 km de longitud, en contraste con glaciares del Himalaya o aquellos que se ubican en latitudes medias y altas, donde es frecuente encontrar extensiones de más de 5 km.

La mayoría de los glaciares terminan en un mismo rango altitudinal: entre 4,900 y 5,000 msnm en el norte de Bolivia, 4,800 y 4,900 msnm en la Cordillera Blanca, ó entre 4,800 y 4,900 msnm en el Ecuador. Esta altura corresponde más o menos a la posición anual de la isoterma 0°C, es decir, la línea que marca el área en donde la temperatura oscila alrededor del punto de congelación del agua.

En el trópico, la variación estacional de la línea isoterma no supera los 500 m durante el año. Este hecho hace que la ablación sea fuerte durante todo el año en las zonas bajas de los glaciares, limitando la extensión de las lenguas a baja altura. En efecto, en las zonas de ablación de los glaciares (a poca distancia del frente), la fusión aumenta de arriba hacia abajo a una tasa de 1,500-2,000 mm equivalentes. en agua (w.e). por cada 100 m, lo que es dos veces más elevada que en glaciares extratropicales. Solo algunos glaciares están relativamente protegidos de la intensidad de la ablación y pueden alcanzar alturas inferiores a los 4,500 msnm, como es el caso de los llamados "glaciares negros", cubiertos en la parte inferior de una capa de piedras que constituye una capa aislante).

² Living and dying with glaciers: people's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru, Mark Carey, Department of History, University of California, 2004

1.2 Tendencias recientes en los Andes Centrales

En los últimos años se han observado dos tendencias importantes en los Andes Centrales: el retroceso acelerado de los glaciares y el recalentamiento de la atmósfera.

1.2.1 Retroceso acelerado de los glaciares

Ilustraremos esta tendencia con el caso del glaciar Chacaltaya, el cual domina la ciudad de La Paz, en Bolivia. Tal como se muestra en el Recuadro 1.2 (página siguiente), dicho glaciar ha retrocedido dramáticamente desde 1963 (época en la que incluso se utilizaba como campo de esquí), y se encuentra condenado a desaparecer completamente antes del año 2010.

La evolución del Chacaltaya ilustra también la tendencia del clima durante los últimos 65 años. En general, esta tendencia fue moderadamente adversa para los glaciares tropicales hasta mediados de los 1970s (ver Kaser y Osmaston, 2002; Francou y Vincent, 2007).

Sin embargo, el caso del Chacaltaya fue más marcado, ya que perdió no menos de 30% de su superficie entre 1940 y 1975. Luego, desde principios de los ochenta, su retroceso prosiguió de manera fuerte y constante, sin registrarse ningún período prolongado en que esta tendencia se aminorara o revirtiera. Como resultado, para el 2005 el Chacaltaya tenía sólo el 5% de la superficie y el 0.6% del volumen de los valores registrados en 1940.

Estos hechos solamente pueden atribuirse a una alteración regional de las condiciones climáticas que permiten que procesos de acumulación y ablación (fusión) de nieve se mantengan en un equilibrio en el largo plazo. Este fenómeno afecta especialmente a los glaciares de baja altitud³, los cuales no cuentan con una zona de acumulación permanente, y por lo tanto, solo están sometidos a procesos de ablación.

Es importante señalar que esta tendencia, a pesar de no afectar de la misma manera a los glaciares de altura más extensos (aquellos con zona de acumulación por encima de

los 5,400 msnm) es suficientemente marcada en la región andina como para limitar la existencia de los glaciares "pequeños" a unos pocos decenios o a tan sólo unos pocos años, como en el caso del Chacaltaya.

1.2.2 Calentamiento de la atmósfera

Un segundo proceso importante que ha venido ocurriendo durante los últimos 30 años en el trópico andino es el calentamiento de la atmósfera. A continuación se presentan algunas evidencias de este proceso.

a) Tendencias de largo plazo

Temperatura

La temperatura de la atmósfera a nivel del suelo fue estudiada entre 1950 y 1994-1998 usando los datos de 277 estaciones ubicadas entre los paralelos 1°N y 23°S, y entre 0 y 5,000 msnm (Vuille y Bradley 2000; Vuille et al., 2003).

A pesar de una fuerte variabilidad interanual, es perceptible un incremento de la temperatura promedio de 0.11°C por década desde 1950. Enfocado sobre el período más reciente, 1974 y 1998, el incremento sube a 0.34°C, una cifra tres veces mayor. Esto se puede apreciar en la Figura 1.1 (página 26)

Si bien el aumento de temperatura ha sido significativo a cualquier altitud, éste sería menos importante en la parte oriental de los Andes Centrales y a más de 3,500 msnm. Sin embargo, hay que tomar en cuenta que las estaciones que miden la temperatura son escasas en altitudes superiores y que cubren el territorio de una manera poco homogénea.

Nubosidad convectiva

La nubosidad convectiva es aquella que se forma con los movimientos ascendentes del aire sobre una superficie cálida en presencia de humedad. Estos movimientos son generadores de nubes (cúmulos-nimbos) que tienen un alto poder reflejante.

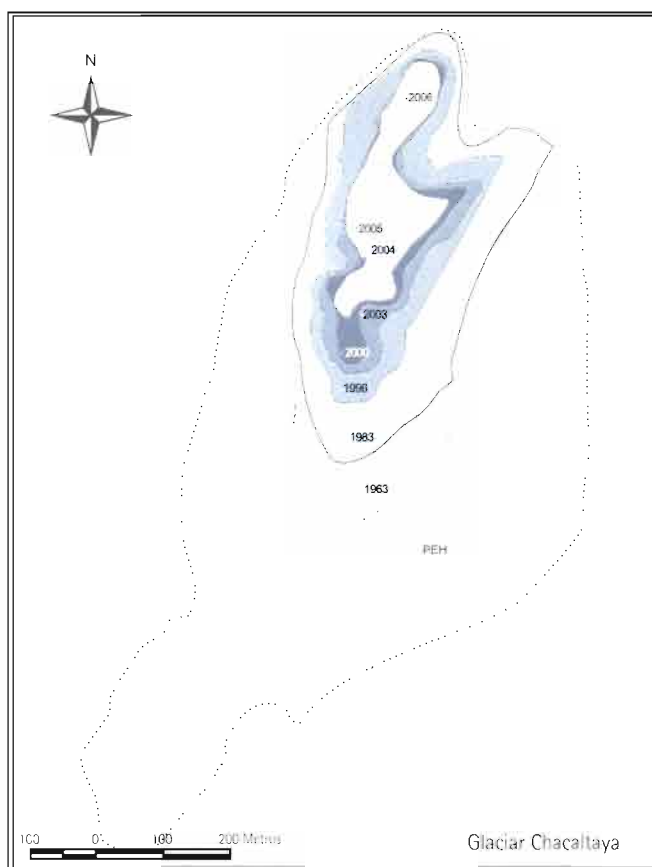
³ Se considera baja altitud a menos de 5,400 msnm en el norte de Bolivia, o por debajo de 5,200 msnm en la Cordillera Blanca y los nevados del Ecuador.

Recuadro 1.2

- El dramático retroceso del glaciar Chacaltaya en Bolivia -

En 1940, el Glaciar Chacaltaya era bastante extenso (0.223 km²) a pesar de su altitud modesta (5,395 m, y desde entonces, su extensión se redujo paulatinamente. En 1963, ésta era de 0.195 km², y en 1983, de 0.141 km². A partir de ese año, su retroceso ha sido aún más dramático.

En 1998, la extensión del Chacaltaya era de 0.060 km², con un espesor máximo (medido por radar) de 15 m de hielo (Ramírez, et al., 2001). En el 2000, ésta se redujo a 0.052 km²; en el 2003 a 0.04 km² y en el 2005 a tan sólo 0.01 km². En la actualidad, partido en 3 pedazos y con un volumen de menos de 30,000 m³ de hielo, el glaciar ha perdido toda posibilidad de recuperación y va a desaparecer completamente antes del año 2010 (Ramírez et al., 2001; Berger et al., 2005).



Los contornos del glaciar, del más externo al más interno, corresponden a los siguientes periodos: Máximo de la Pequeña de Hielo (segunda mitad del siglo XVII), 1963, 1983, 1996, 2000, 2003, 2004, 2005 y 2006. Límites determinados por las morrenas, la fotogrametría, y las topografías al suelo.

Registro 1.3

- Glaciar Chacaltaya en los años 1940, 1982, 1996, 2000, 2003 y 2005



La radiación de onda larga reflejada por las nubes (OLR, por Outgoing Long-wave Radiation) es un buen indicador de la nubosidad convectiva, ya que mientras más alta se produce la reflexión, más baja es la temperatura emitida. Vuille et al. (2003) analizaron la evolución de esta variable entre 1979 y 1998 entre los paralelos 1°N y 23°S, y entre 0 y 5,000 msnm.

Los resultados muestran que la OLR se redujo ligeramente al norte del paralelo 10°S, lo que indicaría un ligero aumento de la nubosidad convectiva. Este aumento se produjo especialmente durante la temporada húmeda (diciembre-febrero). Al sur de este paralelo 10°S, por el contrario, se observó que la nubosidad convectiva decreció.

Precipitación

Vuille et al. (2003) también analizaron las precipitaciones ocurridas entre 1950 y 1994, usando la información de 42 estaciones de monitoreo. Los autores concluyeron que no hubo una tendencia regional clara. En el norte del Perú, las precipitaciones parecen

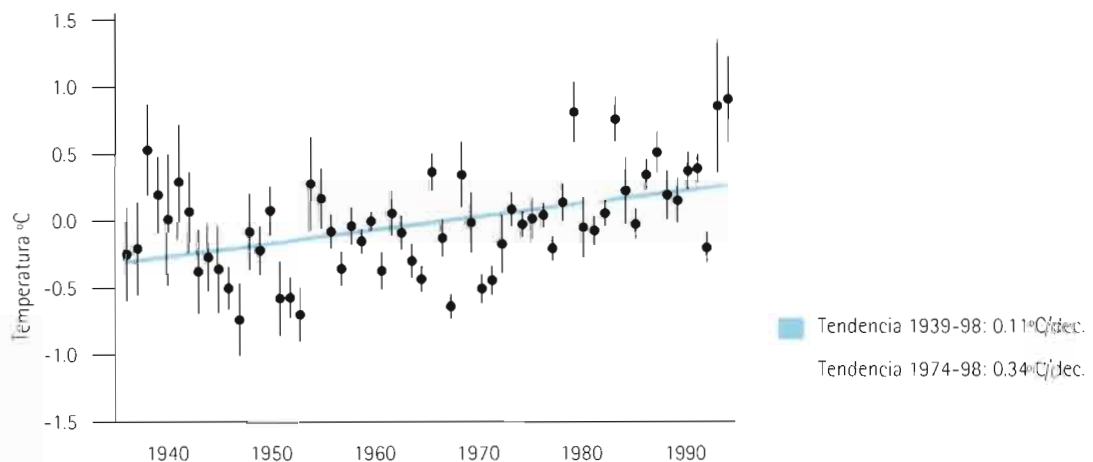
haberse incrementado; mientras que en al sur de este país y en el norte de Bolivia, el nivel de las precipitaciones habría disminuido (tanto durante la temporada húmeda como los totales anuales). Por otro lado, las lluvias se habrían incrementado ligeramente en el altiplano peruano y el norte de Bolivia durante la temporada seca (entre junio y agosto).

Humedad atmosférica

Los cambios en la humedad atmosférica parecen haber sido significativos durante los últimos 45 años, con un aumento de entre 0% y 2.5% por decenio. El aumento fue más marcado en el Ecuador y el sur de Colombia, y más moderado en el sur del Perú, oeste de Bolivia y norte de Chile (0.5-1% por decenio). Este incremento no parece haber sido mayor en ningún periodo del año, lo que se trataría de una tendencia general. Los resultados sugieren que el incremento de la humedad atmosférica no se produjo solamente por el efecto físico del aumento de temperatura, sino que la presión de vapor creció tanto en términos absolutos como relativos (Vuille et al. 2003).

Figura 1.1

- Temperatura en los Andes Tropicales entre 1939 y 1998 -



Fuente: Vuille y Bradley (2000)

b) Variabilidad de corto plazo

Temperatura

Los datos de temperatura muestran que la variabilidad en el Pacífico es controlada mayormente por los eventos ENSO. En efecto, las anomalías de temperatura registradas a nivel de suelo son precedidas por anomalías en la temperatura superficial del Pacífico central.

En la Figura 1.2a (debajo) se presentan las anomalías de temperaturas a diferentes niveles de la tropósfera. Se observa que los eventos ENSO cálidos y fríos del Pacífico (los más intensos son aquellos conocidos como "El Niño" y "La Niña", descritos en la Figura 1.4a en rojo y azul, respectivamente) son asociados a un aumento de entre 1 y 3°C en la temperatura atmosférica en los Andes (Vuille et al., 2000). En la Figura 1.2b (página siguiente), se presentan las anomalías del Pacífico ecuatorial, definidas por el Multivariate ENSO Index (MEI).

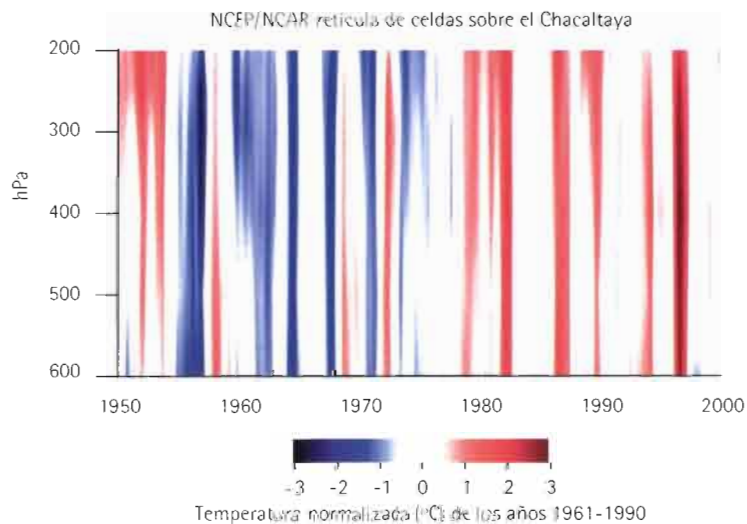
Este índice sintetiza varios parámetros de la superficie del océano y de la baja atmósfera en el Pacífico central ecuatorial. Se muestran en rojo y en azul las fases cálidas y frías, respectivamente. Las más marcadas (>1 y <-1 del eje Y) corresponden a Fenómenos El Niño y La Niña. Se puede notar el cambio de fase del Pacífico ocurrido en 1976, con Fenómenos La Niña más frecuentes antes, y Fenómenos El Niño más frecuentes después. Los valores de este índice son normalizados y calculados en promedios móviles sobre dos meses⁴.

Precipitación

La variabilidad de las precipitaciones está estrechamente relacionada con la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial. Durante los eventos cálidos, un déficit de lluvia tiende a producirse en la temporada húmeda en todas las zonas con coberturas glaciares en el altiplano, la cordillera del norte de Bolivia y la cordillera del sur del Perú, con una

Figura 1.2a

- Variaciones de la temperatura (reanálisis NCEP/NCAR) en las partes media y alta de la tropósfera en la latitud/longitud del glaciar de Chacaltaya entre 1960 y 2001⁵ -



Fuente: NCEP-NCAR 2001

⁴ Para informaciones con respecto a este índice y a su modo de cálculo, consultar <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/>

⁵ Los periodos en rojo y en azul corresponden a episodios ENSO tibios y fríos en el Océano Pacífico, respectivamente.

atenuación paulatina en dirección del norte (Francou y Pizarro, 1985; Aceituno, 1988; Vuille et al., 2000).

En el norte, durante los mismos eventos cálidos, solamente se observa una disminución sistemática de los totales precipitados en el noreste del Ecuador y en Colombia, particularmente en la cuenca del río Cauca y alrededores. En el sur del Perú y en Bolivia, los eventos ENSO cálidos causan menores precipitaciones en los meses previos a la temporada húmeda, así como una irregularidad en la caída de lluvias que retrasa la instalación del manto de nieve. Este retraso intensifica el proceso de ablación en los glaciares ubicados a baja altitud. Sin embargo, cabe señalar que existen en esta región sur de la zona central de los Andes pocos estudios sistemáticos sobre la irregularidad de las precipitaciones entre los meses de octubre y enero, los cuales son cruciales para el balance de masa de glaciares a nivel anual.

A escala pluridecenal, la variabilidad de precipitaciones ha seguido una oscilación parecida a la que se ha observado en la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial central, particularmente en el altiplano. El denominado "Pacific shift" de 1976, una oscilación de baja frecuencia que afectó el océano y la atmósfera, fue acompañado por un aumento de la frecuencia e intensidad de los eventos "El Niño" hasta por lo menos 1998. De esta manera, podemos

decir que desde 1976 los eventos cálidos sobre los Andes Centrales han sido más frecuentes, y al mismo tiempo los años con un mayor déficit de lluvias (ver Figura 1.4b).

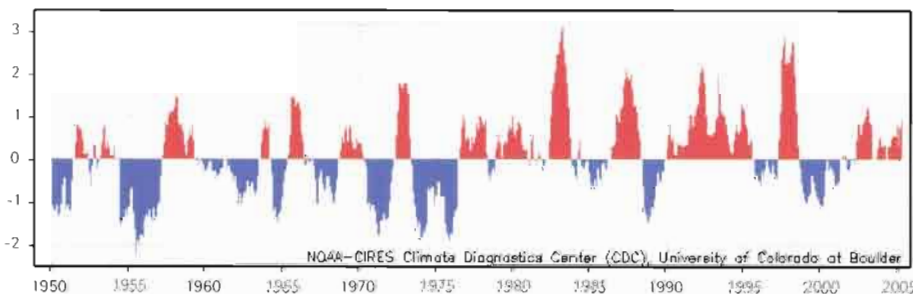
En el nivel de los glaciares, los años secos y cálidos que corresponden a "El Niño" provocan una elevación de la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA, Equilibrium Line Altitude por sus siglas en inglés), mientras que los años húmedos y fríos ("La Niña") facilitan la permanencia de esta línea a un nivel más bajo, a veces muy cerca del límite inferior de los glaciares.

En conclusión, las mediciones descritas muestran evidencia de un aumento de la temperatura en las áreas analizadas, fenómeno que se habría acelerado a partir de la segunda mitad de los 1970s. Estos resultados son consistentes con los de investigaciones realizadas en los Andes de Colombia y Chile.

Algunos estudios basados en mediciones satelitales discrepan en cuanto a las tasas de calentamiento a nivel del suelo y la alta troposfera. Según Gaffen et al. (2000), entre 1979 y 1997 la temperatura habría aumentado a un ritmo menor en la parte alta de la troposfera. En cambio, un estudio reciente de Fu y Johanson (2006) sostiene que el calentamiento de la troposfera es mayor a mayores alturas. Según ellos, la temperatura se habría incrementado entre 1987 y 2003 en unos 0.20-0.24° C por decenio.

Figura 1.2b

- Índice Multivariado del ENSO entre 1950 y 2005



Fuente: Klaus Vöhl, NOAA-CIRES

1.3 Previsiones para el siglo XXI

Los modelos de circulación general⁶ prevén un aumento de la temperatura en los Andes Centrales, la cual se elevaría a más de 4,000 msnm. La Figura 1.3 (debajo) presenta un modelo de la evolución de la temperatura a lo largo de los Andes Centrales. El escenario se basa en una duplicación de los gases de efecto invernadero en la atmósfera. Los puntos negros de la Figura 1.5 representan las estaciones meteorológicas, que son más escasas en las zonas elevadas de los Andes Centrales.

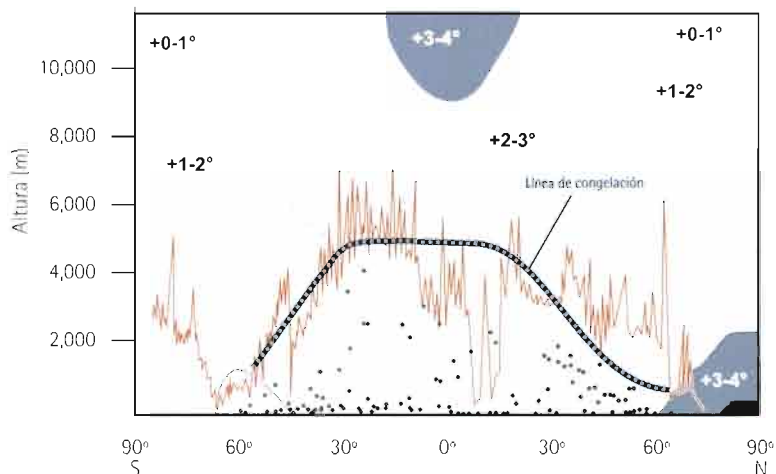
Se observa que el incremento de temperatura sería mayor al norte del paralelo 30°N, con un máximo al norte del paralelo 60°N. En el trópico (entre 30°N y 30°S), el incremento sería mayor por encima de los 4,000 msnm. Se deduce que los Andes Centrales, por su ubicación y altitud, serían fuertemente afectados por el recalentamiento, en especial los glaciares.

Si consideramos un aumento de la temperatura de 2°C y ninguna modificación de las precipitaciones, la altitud de la línea de equilibrio en el glaciar del Zongo (Bolivia) se incrementaría 290 m, hasta alcanzar más de 5,550 m. En estas condiciones, sólo algunas cumbres de los Andes Centrales estarían cubiertas por glaciares. Es importante refinar este tipo de simulación, para lo cual se necesita disponer de modelos climáticos confiables a nivel regional y modelos glaciológicos capaces de tomar en cuenta la evolución en altura de la línea de equilibrio del glaciar y la respuesta dinámica del flujo de hielo.

El nivel de precipitaciones futuras es una variable difícil de predecir, ya que los factores regionales dependientes de la circulación atmosférica, tales como los eventos ENSO o la actividad del frente polar sur son difíciles de modelar.

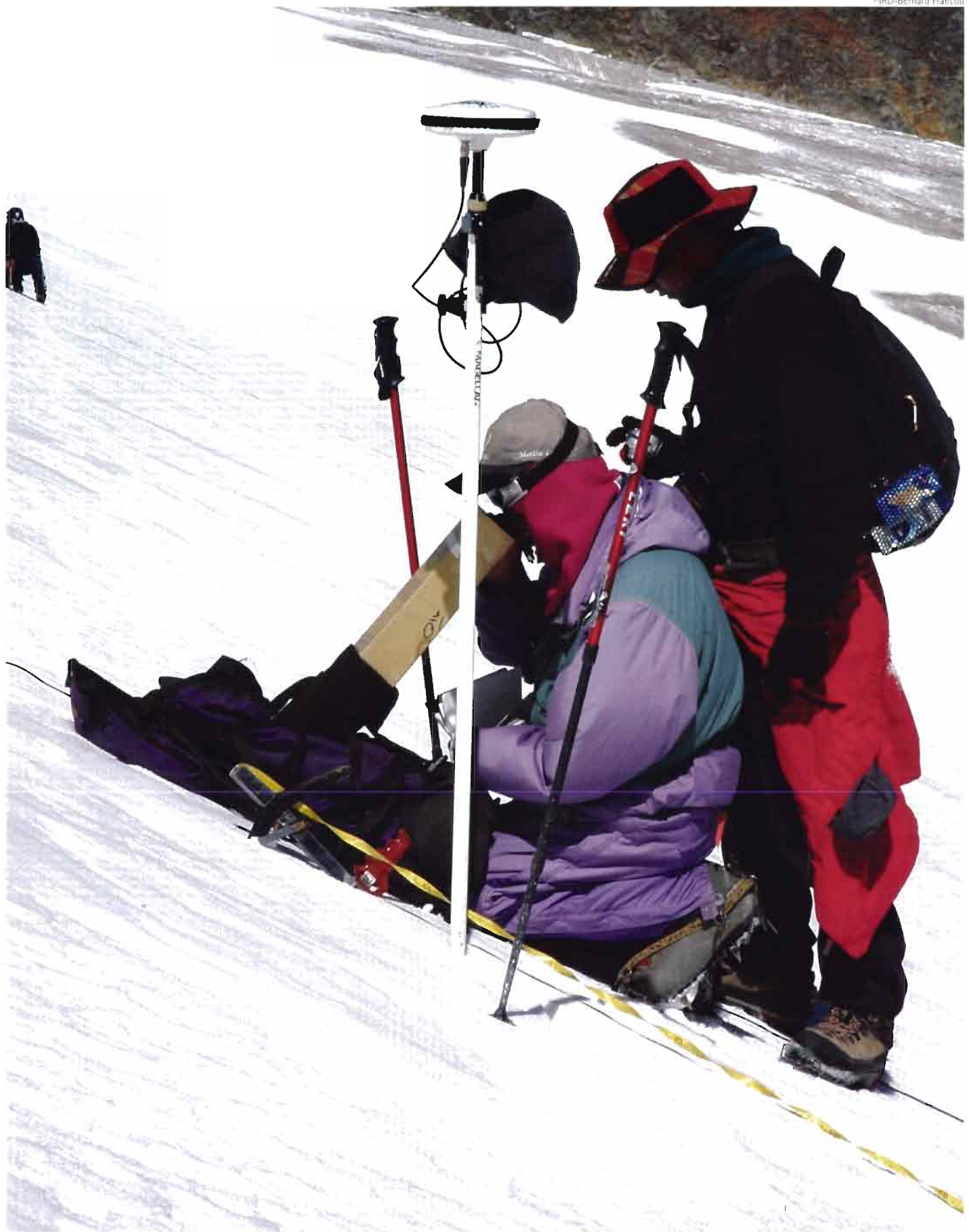
Figura 1.3

- Estimación del incremento de la temperatura en el caso que la cantidad de dióxido de carbono en la atmósfera se duplique -



Fuente: Mountain Research Initiative (2004)

⁶ Son modelos matemáticos basados en las ecuaciones que rigen la dinámica de la atmósfera y que predicen el estado de la misma ante la ocurrencia de perturbaciones (ver por ejemplo los informes del GIEC o IPCC, en 2001, luego en 2007).



Sección 2

Glaciares: ¿cómo y dónde estudiarlos?

Esta sección⁷ proporciona algunas definiciones básicas sobre los glaciares y la manera en que se estudian. Veremos que para estudiarlos, los glaciares son monitoreados desde diversos ángulos; y que como objetos sensibles a

la variabilidad climática, pueden servir de indicadores del cambio climático. Por último, describiremos la red de monitoreo de glaciares en los Andes.

2.1 Los glaciares y su estudio

Un glaciar es una masa de hielo que transforma agua sólida (nieve, granizo o escarcha) en hielo y la restituye en forma de vapor (por evaporación o sublimación) o en forma líquida (agua escurrida por el torrente emisario). La relación entre estas ganancias y pérdidas de masa se conoce como el balance de masa de un glaciar.

Debido a que la acumulación neta es generalmente positiva en las partes altas de un glaciar (zona de acumulación), un exceso de carga produce flujos de hielo hacia la parte baja (zona de ablación). Este fenómeno se produce debido a que el hielo, desde un punto de vista mecánico, se comporta como un cuerpo visco-plástico que se deforma bajo el efecto de su propio peso.

El hielo acumulado en las partes bajas es sometido a una intensa ablación debido a la fusión producida en la superficie. La fusión hace que el hielo desaparezca por el frente del glaciar.

Este proceso de transferencia del hielo de la zona de acumulación hacia la zona de ablación del glaciar, está controlado por (i), el balance de masa, que representa el componente climático de la evolución de un glaciar; y (ii), por las características topográficas del glaciar (pendiente,

morfología del lecho rocoso, presencia de agua a este nivel, etc.), que representan el componente dinámico del glaciar. De este segundo componente depende el tiempo de respuesta del glaciar a un cambio climático, el cual puede variar entre algunos años y más de un decenio.

El enfoque de los estudios glaciológicos practicados actualmente en los Andes Centrales por el Institut de Recherche pour le Développement (IRD) y sus contrapartes considera el glaciar como un objeto hidrológico cuya masa cambia a corto plazo en función de las características del clima. Estos estudios se enfocan en los siguientes aspectos:

- a. El balance de masa, que representa el equivalente en agua de lo que gana y de lo que pierde un glaciar en un tiempo determinado. Este indicador se obtiene a partir de mediciones repetidas, ya sea de manera directa (balance glaciológico) u indirecta (balance hidrológico).
- b. Los cambios de longitud, superficie y volumen ocurridos en el pasado: el desempeño de estos indicadores proporciona información sobre la respuesta de un glaciar a los cambios de masa acumulados. Para medir

⁷ Los autores de esta sección son Bernard Francou y Bernard Pouyaud.

dichos cambios, se utilizan métodos geodésicos de terreno, análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales, y reconstrucciones hechas en base a análisis geomorfológicos o de investigaciones históricas.

- c. La sensibilidad del glaciar al clima, que consiste en identificar las correlaciones entre la evolución de un

glaciar y el clima. Estos análisis se basan en el estudio directo de los procesos ocurridos en la superficie del glaciar a partir de un balance energético. La sensibilidad también puede ser analizada a través de relaciones estadísticas entre el balance de masa y diversas variables climatológicas medidas en estaciones meteorológicas o estimadas a través de modelos de circulación general.

2.2 Variaciones geométricas

La dinámica de un glaciar puede ser analizada estudiando el desplazamiento de las balizas que sirven para estimar el balance y su cambio de altura a partir de un punto fijo. Un balance neto positivo, por ejemplo, se refleja por un aumento de la velocidad y del espesor del glaciar.

La respuesta de un glaciar a un cambio de balance es variable. Esta depende de su tamaño, espesor, geometría del lecho rocoso, pendiente promedio, de la cantidad de agua entre el hielo y el lecho, y de la temperatura del hielo a nivel de lecho. Los glaciares que presentan una fuerte pendiente, amplias zonas de acumulación, hielo a temperatura de fusión y una geometría regular del lecho rocoso (cerca a un cilindro perfecto) son los que usualmente responden rápidamente a series sucesivas de balances positivos o negativos.

El movimiento del frente del glaciar en un año determinado (avance, retroceso o estabilidad) es el resultado del efecto combinado de la ablación producida en el frente y de la dinámica del glaciar. Esta última depende, a su vez, del efecto acumulado de los balances de los años precedentes

y del espesor máximo del glaciar.

En el caso de glaciares de pequeño tamaño (inferiores a 1km^2), la extensión de las zonas de acumulación y de ablación varían cada año, por lo que es posible que durante ciertos años la superficie entera del glaciar se convierta en una zona de ablación o en una de acumulación. Dichos glaciares tienen una dinámica poco activa con una velocidad muy reducida.

Por otro lado, los glaciares más grandes pueden tardar entre cinco y diez años en responder a cambios del entorno. Esto quiere decir que el movimiento del frente de un glaciar durante un año determinado depende tanto del balance de masa en la zona de ablación durante ese mismo año, como del exceso o déficit acumulado en toda la superficie del glaciar durante los diez años anteriores. Esto explica porqué el análisis decenal de las variaciones en el frente de un glaciar (análisis de datos registrados durante periodos de diez años) ofrece valiosa información sobre la tendencia de la variación del clima.

2.3 El balance de masa

El balance de masa constituye la información básica más importante para el estudio de los glaciares: Es el cambio de masa (medido como un volumen de agua equivalente), ocurrido durante un periodo de tiempo, normalmente la duración del año hidrológico. El balance de masa anual se denota bajo su forma específica en mm w.e. a⁻¹ (milímetros de agua equivalente por año)

Son dos las principales variables a medir: la acumulación neta y la ablación.

- a. La **acumulación neta** es la cantidad de nieve y hielo acumulada a lo largo de un año hidrológico. Proporciona información acerca de la cantidad de precipitaciones sólidas recogidas por el glaciar durante un año hidrológico.

Esta variable se estima abriendo un pozo o realizando una perforación en el glaciar y midiendo el espesor y la densidad del hielo. El resultado es un "perfil de densidad" que puede tomar la forma indicada en la Figura 2.1 (ver página siguiente).

Recuadro 2.1

- Cálculo del balance de masa -

La ecuación básica del balance en un punto del glaciar entre dos periodos de medición db/dt se escribe de la siguiente manera:

$$db/dt = \rho dh/dt + \int d\rho/dt dz$$

donde ρ es la densidad del hielo de espesor h , que varía según el tiempo t .

El primer término de la ecuación representa el cambio de la masa de hielo (con densidad constante) durante un periodo de tiempo. El segundo término es el cambio de densidad de la columna de espesor z sobre el periodo de tiempo t .

Para extender el balance a todo el glaciar, se utilizan diversos puntos de medición (balizas, pozos, sondeos) distribuidos de acuerdo a una red bien definida. El principio básico consiste en ponderar el balance medido por el área del rango relativo del glaciar, según la siguiente expresión:

$$B_n = (1/S) [\sum (b_{n1}S_1 + b_{n2}S_2 + \dots + b_{nj}S_j)]$$

donde B_n corresponde al balance neto específico del glaciar; S a su superficie total; b_{n1} , b_{n2} , b_{nj} al balance ponderado por el área S_j dentro de los rangos de altura (j) generalmente de 20, 50 o 100 m, según la amplitud altimétrica del glaciar.

En este caso, la primera capa basal (formada antes de la temporada de acumulación 2002-2003) está a 130 cm de profundidad, lo que indica una acumulación neta posterior de unos 530 mm de agua durante este ciclo. La segunda, formada antes de la temporada de acumulación 2001-2002, está a 320 cm, lo que corresponde a una acumulación neta posterior de unos 870 mm de agua. Sin embargo, hay que considerar que una parte de la acumulación original ha podido perderse por sublimación o fusión. El viento también ha podido remover la nieve, produciendo una redistribución en otras partes del glaciar.

b. La ablación es el resultado directo del balance energético a la superficie del glaciar (la suma de fusión

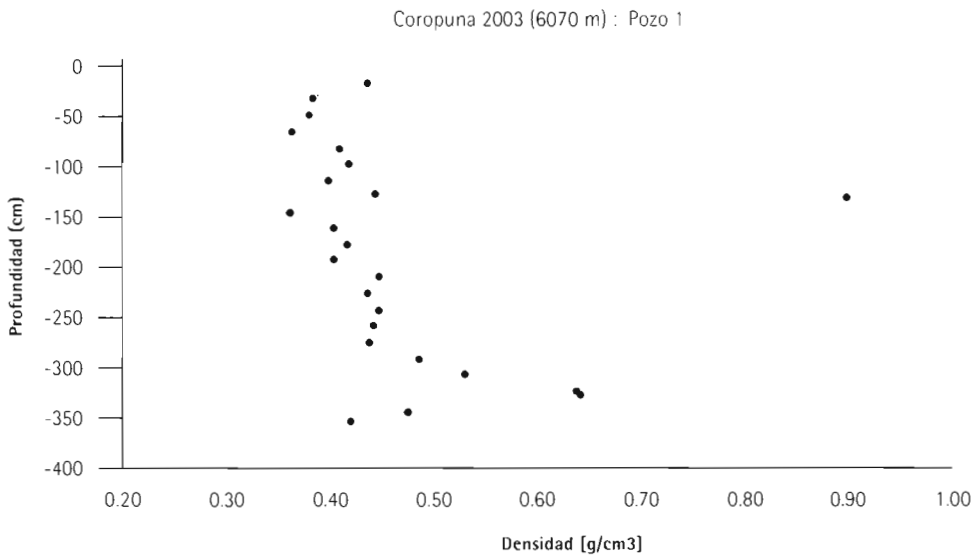
y sublimación). Se mide entre meses o años a partir de balizas repartidas sobre la zona de medición.

En el Recuadro 2.2 (página siguiente) se muestran los diversos métodos empleados para medir el balance de masa en un punto, tomando en cuenta las diferentes densidades de nieve y hielo.

Racoviteanu et al (2007) estudiaron el área de glaciación del nevado Coropuna (6,420 msnm) utilizando sensores espaciales. Este nevado está ubicado en la Cordillera Ampato, en el sur del Perú. Los resultados fueron que el área de glaciación, que se estimaba en 82.6 km² en 1962, se había reducido a 60.8 km² en octubre de 2000.

Figura 2.1

- Densidades medidas por perforación en el cuello norte del Coropuna (Perú) -



Fuente: IRD-Great Ice de acuerdo a una medición realizada en 2003 (Francou et al. 2004).

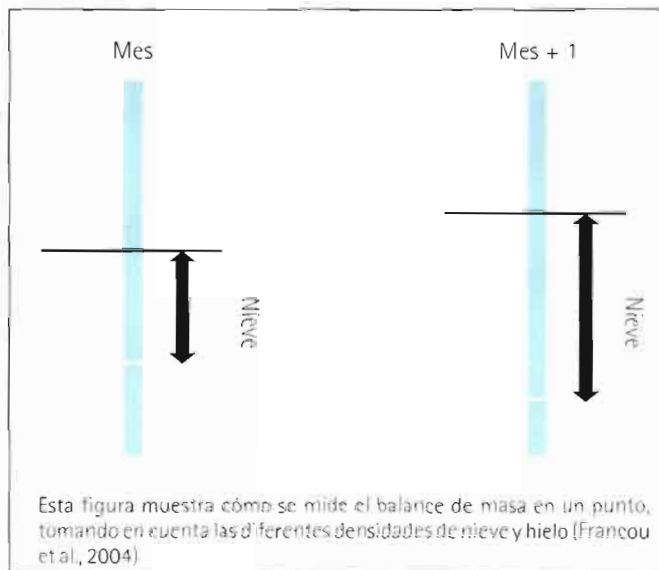
Resumen 3.1

- ¿Cómo se mide el balance de masa? -

Varios métodos permiten estimar el balance de masa de un glaciar. Los más precisos requieren de un monitoreo en el terreno.

1. Método directo mediante pozos y balizas en diversos puntos del glaciar

El método más comúnmente utilizado mide directamente en el terreno el cambio de masa del glaciar. Esta medición se lleva a cabo a partir de la instalación de una red de estacas (llamadas "balizas") en la mayor parte del glaciar. En la sección alta, donde generalmente la acumulación supera la ablación, se excavan pozos o se hacen perforaciones en donde se mide directamente la cantidad de nieve o de hielo acumulada entre el inicio y el fin del año hidrológico. Posteriormente esta cantidad es convertida en su equivalente en agua.



El procesamiento de datos se lleva cabo a través de tres etapas. La primera corresponde a la división del glaciar en rangos de altura que fluctúan generalmente entre 50 y 100 m (aunque en glaciares pequeños, los rangos pueden ser de 25 m). En la segunda etapa, se calculan los valores medidos para cada rango. En el caso de que ninguna baliza haya sido instalada en un rango, los valores del balance son obtenidos por interpolación. Finalmente, el balance neto específico B_n es el valor de balance ponderado por su superficie relativa utilizando la siguiente ecuación:

$$B_n = \sum B_i (s_i/S)$$

donde B_i corresponde al balance de un rango de altura i , s_i a la superficie del rango de altura y S a la superficie total del glaciar

Recuadro 2 (continuación)

- ¿Cómo se mide el balance de masa? -

2. Métodos topográficos de terreno

Este método consiste en realizar anualmente un levantamiento topográfico detallado del glaciar, con el objetivo de medir su superficie y contorno. Con los resultados de dichas mediciones se construye un "Modelo Digital de Terreno" que permite comparar las últimas mediciones con aquellas de años anteriores y así como calcular las pérdidas de área y volumen. Las pérdidas distribuidas sobre todo el glaciar y convertidas en equivalente agua proporcionan el balance de masa por rango de altura. Finalmente, se confecciona un mapa calculando las líneas de igual balance de masa.

Es importante destacar que este método se adapta mejor a glaciares de tamaños pequeños o a aquellos en los cuales se efectúan medidas una vez cada varios años.

3. Método de restitución aerofotogramétrica

La restitución aerofotogramétrica permite estimar los cambios de superficie y de volumen de hielo a través del análisis de pares estereoscópicos compuestos por fotografías aéreas de fechas diferentes (generalmente varios años).

Algunas imágenes satelitales permiten llevar a cabo este tipo de análisis (ASTER, SPOT, ALOS, por ejemplo). Sin embargo, el uso de este método para el estudio de los glaciares de montaña ubicados en los Andes Centrales está limitado en muchos casos por ser todavía, en vertical, de más baja resolución que las fotografías aéreas.

4. Método indirecto del balance hidrológico

Este método establece una comparación anual entre la cantidad de hielo acumulado por las precipitaciones sólidas medidas o estimadas (P) y la ablación (evaporación y sublimación) medida o estimada (E). También se considera la fusión (R) medida directamente a través de una estación limnigráfica ubicada sobre el torrente emisario a poca distancia del glaciar. Luego, una primera aproximación del balance hidrológico (Bh) se obtiene aplicando la siguiente ecuación:

$$Bh = P - R - E$$

Sin tomar en cuenta la sublimación, pero considerando el promedio de las precipitaciones colectadas por los pluviómetros (P), la superficie del glaciar (SG), el caudal de derretimiento (D), la superficie total de la cuenca donde se localiza (S) y el coeficiente de escurrimiento (c_c), el balance hidrológico bh se puede obtener de la siguiente manera:

$$bh = P - 1/SG [D - (S-SG) c_c P]$$

Cabe mencionar que estos diversos métodos para obtener el balance de masa deben ser llevados a cabo paralelamente para poder validar y comparar los resultados.

2.4 La ablación como producto del balance de energía

Las mediciones meteorológicas en la superficie de los glaciares permiten calcular el balance de energía entre el glaciar y la atmósfera, y así comprender cómo el glaciar responde físicamente a las variables meteorológicas. El cálculo del balance de energía se realiza mediante una estimación de los

flujos energéticos (radiativos, conductivos y turbulentos) entre el glaciar y la atmósfera. Para este fin, el IRD ha desarrollado un tipo de estación meteorológica llamada SAMA (Station Automatique Météorologique d'Altitude), la cual se aprecia en el Recuadro 2.3 (debajo):

2.5 Balance hidrológico en cuencas glaciares

Una cuenca vertiente es el espacio geográfico sobre el cual se analiza el balance hidrológico. Dos elementos diferencian las cuencas que poseen una superficie glaciar significativa de aquellas que no las poseen:

a. Como las superficies glaciares y no glaciares tienen comportamientos hidrológicos extremadamente distintos, los procesos y regímenes hidrológicos en ambos

tipos de cuencas son también muy diferentes.

b. Las dinámicas hidrológicas y glaciológicas ocurren simultáneamente, pero en diferentes periodos de tiempo.

Cabe señalar que el balance hidrológico de una cuenca con un fuerte componente glaciar se analiza en periodos de tiempo relativamente largos, que van desde mensual a interanual.

Recuadro 2.3

- Estación SAMA -



Financiamiento

- Balance hidrológico -

La ecuación del balance hidrológico para una cuenca vertiente en un periodo de tiempo determinado resulta ser la traducción de la ecuación de conservación:

$$P + V = D + E + (V + \Delta V)$$

Donde P son las precipitaciones líquidas y sólidas; V el almacenamiento de agua (agua de superficie, subterránea, humedad del suelo, nieve, hielo, etc.); D el escurrimiento que sale de la cuenca (superficial y subterráneo); E la evaporación (incluye la sublimación de la nieve y hielo y la evapotranspiración de la cobertura vegetal); y $V + \Delta V$ los estados de almacenamiento al final del paso de tiempo del balance. Cabe mencionar que los componentes del balance hídrico se expresan usualmente en volúmenes (m^3) o en altura de agua (mm), si los relacionamos con la superficie S de la cuenca.

Esta ecuación nos dice que la diferencia entre la cantidad de agua entrante y saliente de una cuenca durante un periodo determinado es igual a la variación del volumen (ΔV) de agua almacenada por el sistema durante dicho periodo:

$$\Delta V = P - E - D$$

La diferencia (P-D) es también llamada déficit de escurrimiento. En el caso de una cuenca hidrológica sencilla, relativamente impermeable, sin glaciares ni aguas subterráneas, podemos considerar que ΔV es cero. En este caso, la ecuación se convertiría en $E = P - D$, lo que quiere decir que para este tipo de cuencas el déficit es más o menos equivalente a la evaporación de la cuenca (incluyendo sublimación y evapotranspiración) y que las variaciones del almacenamiento son mínimas.

Para que esta formulación pueda aplicarse a las cuencas con superficie glaciaria considerable, la acumulación debería ser igual, en promedio, que la ablación ocurrida por deshielo y sublimación. Sin embargo, en un contexto de cambio climático, la cantidad de agua almacenada en los glaciares que es restituida a la cuenca es mucho mayor que la que se acumula por precipitación. En este caso, ΔV ya no sería despreciable y corresponde al volumen de derretimiento F correspondiente al volumen de hielo perdido o ganado por el glaciar:

$$F = P - E - D$$

Lamentablemente, no es posible medir con exactitud ni el nivel de precipitaciones (P) ni el de evaporación (E). Estas variables son estimadas para un periodo determinado como la cantidad de nieve y de hielo acumulada (P-E) en la zona de acumulación o desaparecida en la zona de ablación (P-E-F).

La comparación de P - E, con de D es muy instructiva:

Si $P - E > D$, eso quiere decir que los glaciares aumentan en volumen y avanzan.

Si $P - E < D$, eso traduce en lo contrario la desglaciación y el retroceso de los glaciares

2.6 El sistema de observación de glaciares en los Andes Centrales

A pesar de que varios tipos de observaciones de glaciares en los Andes Centrales se llevaron a cabo con anterioridad, recién a principios de la década de los noventa se empezó a desarrollar una red integrada de monitoreo en el área andina.

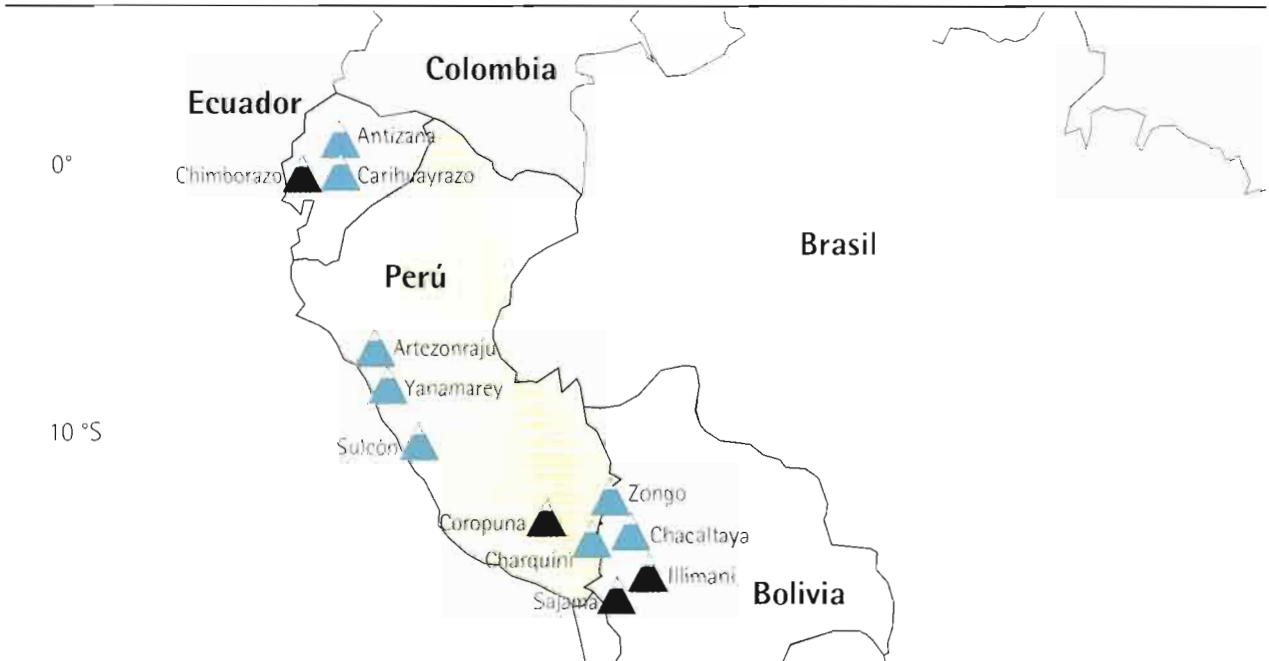
Este sistema se desarrolló en varias etapas. Empezó en 1991 en Bolivia, con la observación de los glaciares Zongo y Chacaltaya; y continuó en 1994 en el Ecuador, con la observación de los

glaciares Antizana 15a y Carihuairazo. Se extendió finalmente al Perú en los años 1998-2000, que ya tenía informaciones sobre varios glaciares, en particular en la Cordillera Blanca.

En el Mapa 2. (abajo) se presenta la ubicación de los glaciares más monitoreados de los Andes Centrales en la actualidad. Otros glaciares que también son monitoreados permanentemente son los de los nevados Santa Isabel (Parque Los Nevados, Colombia) y Cajap (Cordillera Blanca, Perú).

Mapa 2.1

- Glaciares monitoreados en los Andes Centrales con el apoyo del IRD -



Los glaciares monitoreados aparecen como triángulos rojos y letras azules. Los triángulos negros con letras negras en *italica* corresponden a nevados donde el IRD participó en la extracción de testigos de hielo por perforaciones profundas.

En la Tabla 2.1 (abajo) se precisan los glaciares sobre los cuales se realizan mediciones periódica y permanentemente. Nótese que las series de datos completos más largas provienen de Bolivia (Zongo y Chacaltaya, desde 1991); seguidos por las del Antizana 15, desde 1994. El monitoreo de los demás glaciares se inició después del año 2000, aunque ya se habían hecho mediciones parciales de algunos glaciares de la Cordillera Blanca.

Cabe mencionar que la red de monitoreo de estos glaciares forma parte de una red de observación más extensa. En la Tabla 2.2 (página siguiente) se puede observar la lista de los glaciares monitoreados actualmente en los Andes y México por diversas instituciones que en el año 2004 decidieron formar un grupo de interés científico y técnico, con apoyo del programa hidrológico de la UNESCO y otras instituciones.

Tabla 2.1

- Glaciares del área andina monitoreados permanentemente y métodos utilizados -

Glaciares	Bm	Bh	Topo in situ	Rest foto	Be	Meteo (T, P)
Zongo 16°S (*)	+	+	+	+	+	+
Chacaltaya 16°S (*)	+	+	+	+		+
Charquini S 16°S (*)	+	+	+	+		+
Charquini N 16°S (*)	+			+		
Sullcón 12°S (**)	+	+				+
Yanaramey 10°S (**)	+	+	+	+		+
Uruasraju 10°S (***)	+	+	+	+		+
Artezonraju 9°S (**)	+	+	+		+	+
Carihuairazo 1°S (4*)	+		+			
Antizana 15 0°28S (5*)	+	+	+	+	+	+
Antizana 12 Los Crespos 0°28S (5*)	+	+	+		+	+

Leyenda:

Bm	Balance de masa con pozos y balizas	(*)	IRD-IHH-COBEE-SENAMHI
Bh	Balance hidrológico con pluviómetros y limnigrafos	(**)	IRD-INRENA
Topo in situ	Topografía de terreno	(***)	INRENA
Rest Foto	Restitución fotogramétrica (un modelo para un periodo de varios años)	(4*)	IRD-INAMHI
Be	Balance de energía a partir de estaciones completas (sobre el glaciar o al lado)	(5*)	IRD-INAMHI-EMAAP-Q
Meteo (T,P)	Mediciones meteorológicas básicas (temperatura y pluviometría)		

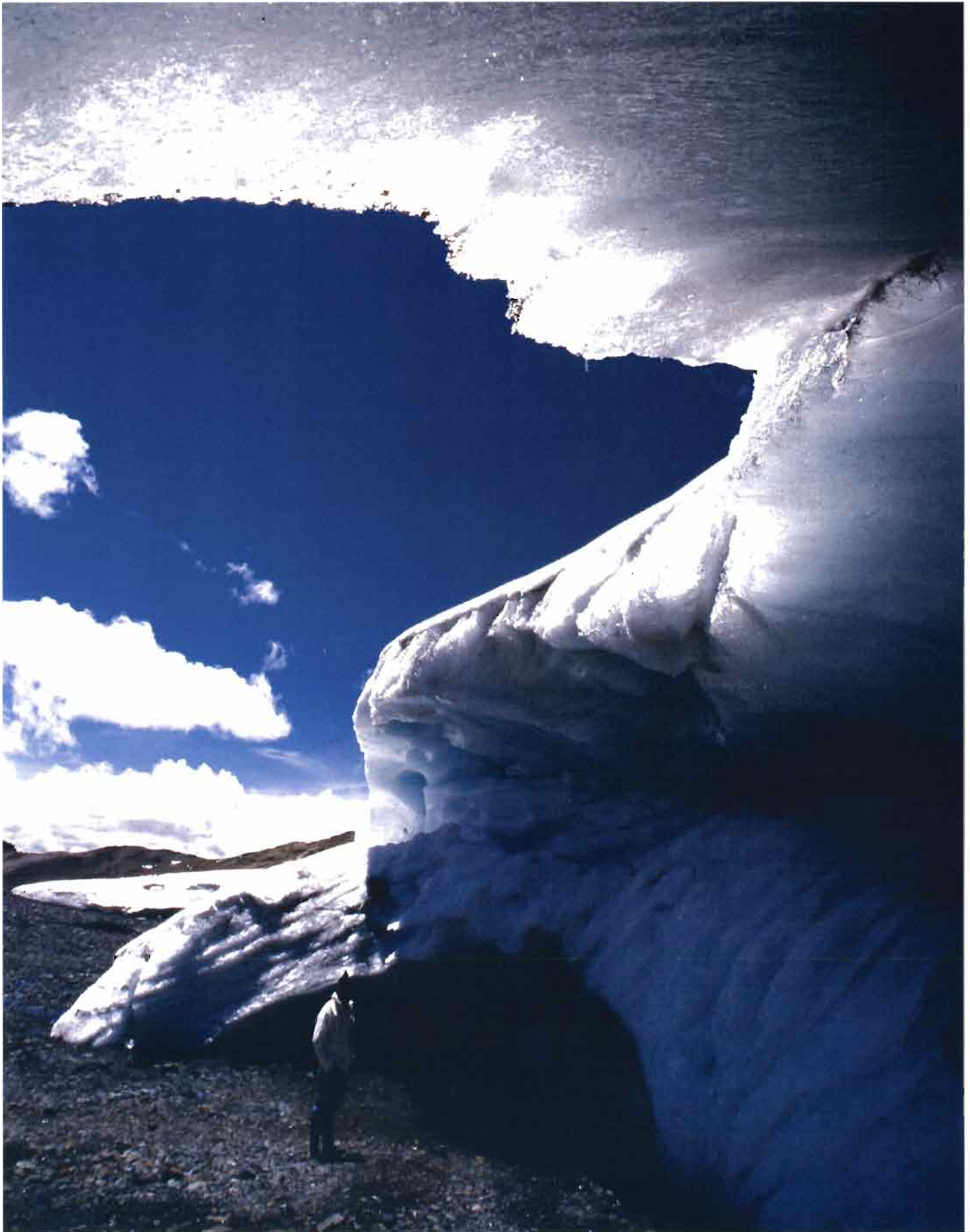
Tabla 2.2

- Glaciares monitoreados en los Andes y México -

País	Glaciar	Región	Método	Inicio	Institución
México	Orizaba	Faja Volcanica	GL	-	UNAM
	Iztaccihuatl	Sierra Nevada	GL	-	UNAM
Colombia	Santa Isabel	Cord Central	GL	2005	INGEOMINAS, IDEAM
Ecuador	Antizana 15	Cord Oriental	GL + H	1994	INAMHI, IRD, EMAAP-Q
	Los Crespos		GL + H	2002	INAMHI, IRD, EMAAP-Q
	Carihuayrazo	Cord. Occidental	GL	2000	INAMHI, IRD
	Cotopaxi	Cord. Central	GE	2004	UD, INAMHI, IRD
	Yanamarey	Cord. Blanca	GL + H	1980	UGRH-INRENA, IRD
Perú	Artesonraju		GL + H	2000	UGRH-INRENA, IRD
	Uruashraju		GL	1980	UGRH-INRENA, IRD
	Shallap		GL	2002	UGRH-INRENA, IRD
	Shullcon	Cord. Central	GL + H	2002	UGRH-INRENA, IRD
	Zongo	Cord. Real	GL + H + GE	1991	IRD, IHH
Bolivia	Charquini Sur		GL + H + GE	2002	IRD, IHH
	Chacaltaya		GL + H + GE	1991	IRD, IHH
	Charquini N.		GL	2004	IRD, IHH
	Piloto Este	Andes Centrales	GL	1978	IANIGLA
Argentina	Horcones Sup.		GL	2000	IANIGLA
	Perito Moreno	Campo de H.P.S	Perfil	1990	IAA
	Vinciguerra	Tierra del Fuego	GL + H	2003	CADIC, DRH, IAA
	Martial Este	Tierra del Fuego	GL	2000	CADIC, DRH, IAA
	Bahia Del Diablo	Península Antartica	GL	1998	IAA
	Tapado	Norte Chico GL		1998	CEAZA, CAZALAC
Chile	Echaurren	Chile Central	GL	1975	DGA
	Mocho	Reg. de Los Lagos	GL + GE	2003	CECS
	Nef	Campo de Hielo N	H	2005	IRD, DGA, CECS
	Chico	Campo de Hielo S	GL + GE	1994	CECS, Uch
	Tyndall		GL	1985	UMAG/ CEQUA
	Lengua	Gran Campo Nevado	GL	1999	PGCN
	Patriot Hills	Antártica	GL + GE	1995	CECS

Leyenda: GL Balance de masa glaciológico.
H Mediciones hidrológicas.
GE Prospección geofísica para la determinación de los espesores de hielo.

Fuente: Grupo de Trabajo en Nieves y Hielos (GTNH).



Sección 3

El retroceso glaciar en un contexto de cambio climático regional

Esta sección⁸ se inicia con una revisión de los principales resultados de las mediciones sobre la evolución de los glaciares tropicales. Luego, se analizan los datos de balance de masa en Bolivia y Ecuador desde principios de los noventa, para lo cual se ha utilizado información medida en toda la superficie del glaciar para resaltar el hecho de

que los glaciares ubicados en los Andes Centrales responden simultáneamente a las fluctuaciones del clima.

También se analiza la relación entre los eventos ENSO y las fluctuaciones de balance de masa, y finalmente se presentan las conclusiones de la sección.

3.1 Una clara aceleración del retroceso glaciar desde los años setenta.

En todos los glaciares en los que el balance de masa ha sido estimado, se ha observado que el tiempo de respuesta del frente ante variaciones climáticas es relativamente corto (por lo general un año). Este fenómeno se debe a que en glaciares de pequeño tamaño (como los tropicales) las tasas de ablación se incrementan conforme se avanza hacia la parte baja, a tasas generalmente mayores que en glaciares de mediana altitud (Kaser y Osmaston, 2002).

Es importante resaltar que todos los glaciares observados en los Andes Centrales han acelerado su retroceso durante los últimos 25 años. La Figura 3.1 (en la siguiente página) presenta la evolución de diez de ellos.

A pesar que la serie de datos no es continua antes de los 1980s, se pueden extraer las siguientes conclusiones:

a. Aunque la información entre 1948 y 1970 es escasa, evidencias de la Cordillera Blanca peruana (glaciares Broggi,

Uruashraju, Yanamarey) señalarían un retroceso moderado de entre 50 y 150 m por década durante este periodo.

- b. Los glaciares permanecieron relativamente estables durante la década de los setentas (inclusive desde algunos años anteriores). El retroceso se limitó a alrededor de 100 m por década sobre los glaciares medidos.
- c. Después de 1980 el retroceso fue rápido y generalizado, aunque ocurrió por etapas. Una primera etapa de aceleración ocurrió a principios de los ochentas, seguida de una desaceleración hasta principios de los noventas. El proceso volvió a acelerarse a mediados de esta década.
- d. Después de un detenimiento entre 1999 y 2001, el retroceso se aceleró nuevamente.

En el glaciar Charquini Sur, una reconstrucción fotogramétrica de fotografías aéreas de 1940, 1956, 1963, 1974, 1983 y

⁸ Los autores de esta sección son: Bernard Francou, Bolívar Cáceres, Eric Cadier, Alejo Cochachin, Vincent Favier, Robert Gallaire, Jesús Gómez, Luis Maisincho, Javier Mendoza, Bernard Pouyaud, Antoine Rabatel, Edson Ramirez, Jean-Fmanuel Sicart, Alvaro Soruco, Thomas Berger, Marcos Villacis, Patrick Wagnon y Marco Zapata.

1997, completadas por mediciones topográficas llevadas a cabo en 2004, muestra que entre 1940 y 1974 se produjo un déficit de balance de masa moderado de 300 mm w.e. a⁻¹. Sin embargo, éste se incrementó a 750 mm w.e. a⁻¹ en la últimas décadas (Rabatel et al. 2005), tal como se muestra en la Figura 3.2. Esta nueva observación confirma una estimación previa llevada a cabo por Ramírez et al. (2001) en el glaciar Chacaltaya, la cual muestra un aumento del déficit desde 1983, el cual se acelera después de 1991.

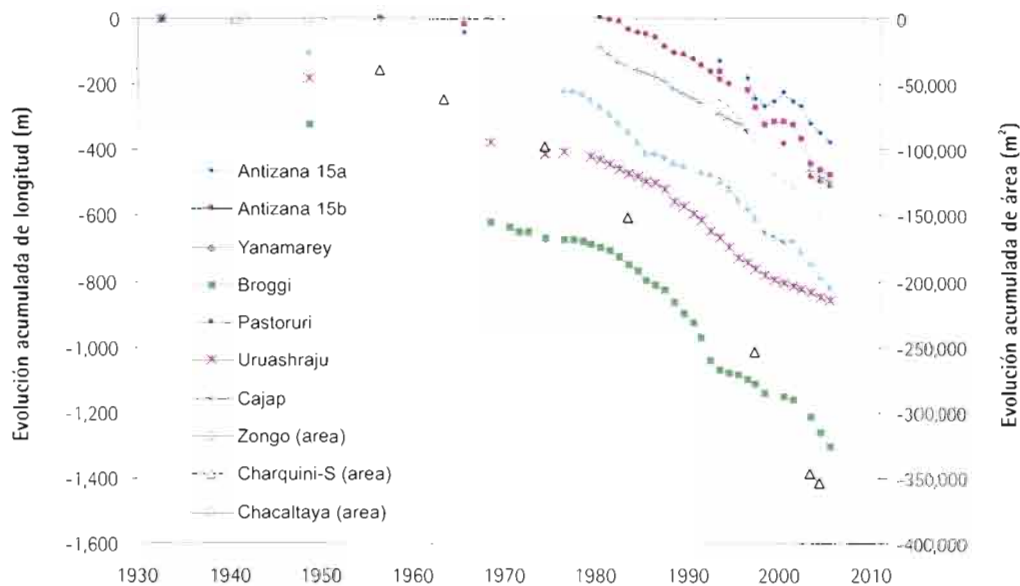
Uno podría tener la impresión de que el retroceso afecta en menor medida a las grandes masas de hielo ubicadas en nevados de gran altura. Sin embargo, un reciente análisis aerofotogramétrico llevado a cabo por Jordan et al. (2005)

en el volcán Cotopaxi (Ecuador) de 5,897 msnm y de 15 km² de superficie glaciar en 1997, muestra que su masa de hielo se redujo 30% entre 1956-1976 y 1976-1997 (Figura 3.3). Según una estimación más reciente utilizando una foto de 2006, y aplicando el mismo método, se encuentra una reducción sobre los treinta últimos años (1976-2006) de 38,5% (Cadier y 12 otros, 2007).

Un retroceso de la misma magnitud ha sido estimado por Brecher y Thompson (1993) en un glaciar saliente del nevado Quelccaya en el Perú. En el Ecuador, así como en otras zonas de los Andes Centrales, la aceleración observada desde 1975-1980 evidencia un cambio climático ocurrido a escala regional.

Figura 3.1

- Evolución de la longitud (izquierda) y área (derecha) de diez glaciares en los Andes Centrales⁹ -

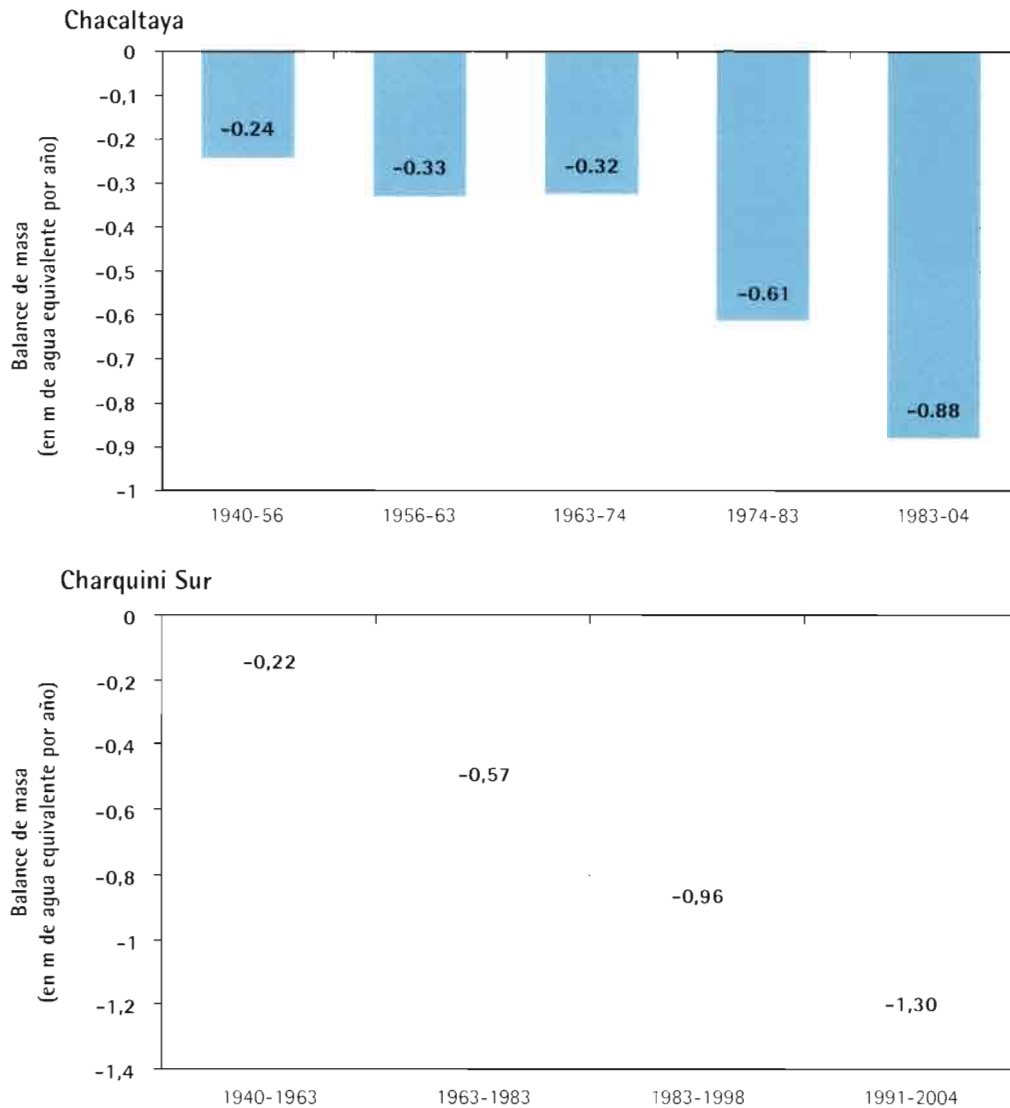


Fuente: IRD, IHH, SENAMHI-Bolivia, INRENA, INAMHI, EMAAP-Q

⁹ Información de mediciones directas y reconstrucciones aerofotogramétricas. Solo la evolución del área de los glaciares bolivianos (Zongo, Chacaltaya y Charquini Sur) se presenta en términos de cambios de área.

Figura 3.2

- Estimación del balance de masa promedio de los glaciares Charquini Sur (gráfico superior) y Chacaltaya (gráfico inferior)¹⁰ -

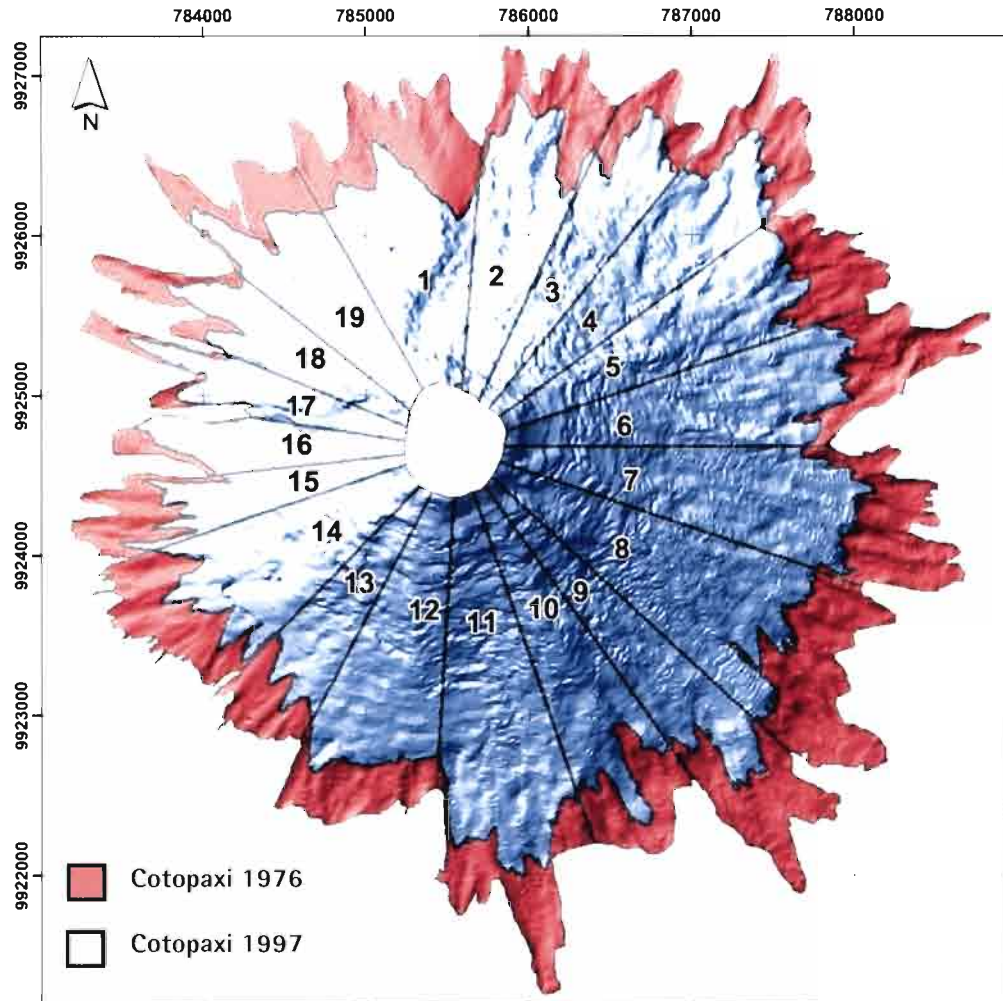


Fuente: Ramírez et al., 2001; Rabatel et al., 2005b.

¹⁰ Los periodos anteriores a 1991 (Chacaltaya) y 1997 (Charquini Sur) han sido analizados usando aerofotogrametría. Nótese que los dos últimos periodos del Chacaltaya se sobreponen. Promedios de los balances por periodos en m de agua equivalente/año.

Figura 3.3

- Retroceso de los glaciares del Cotopaxi (Ecuador) durante el periodo 1976-1997¹¹ -



Fuente: Jordán et al, 2005.

¹¹ Los glaciares están numerados en el sentido de las agujas del reloj empezando por el norte. El color rojo representa el retroceso entre 1976 y 1997. El retroceso entre 1956 y 1976 fue insignificante.

Variabilidad del balance de masa desde principios de los 1990s

Existe una fuerte relación entre el balance de masa y el tamaño de un glaciar. Como se puede observar en la Figura 3.4 (superior), los glaciares Zongo y Antizana 15a perdieron entre 400 y 600 mm w.e. a⁻¹ durante los periodos analizados¹², mientras que el déficit del Chacaltaya alcanzó 1,300 mm w.e. a⁻¹; una tasa coherente con la del glaciar Charquini Sur.

Es importante notar que el análisis de tendencias esconde una fuerte variabilidad interanual. En efecto, fluctuaciones entre balances positivos y déficit de hasta 2,000 mm w.e. a⁻¹ fueron observados en los glaciares Zongo y Antizana 15a durante el mismo periodo de análisis (Figura 3.4 inferior).

Glaciares como el Zongo y el Antizana, los cuales mantienen zonas de acumulación considerables a grandes alturas (mayores a 5,500 msnm), pueden recuperar masa ciertos años gracias a ingresos más importantes que los déficit.

El balance de masa en la zona de ablación refleja la evolución del balance de energía en la superficie de un glaciar. En la Figura 3.5 (página 49) se presenta este indicador medido en distintas áreas de la zona de ablación de los glaciares Zongo, Chacaltaya, Charquini Sur (Bolivia) y Antizana 15a (Ecuador).

Si bien la comparación de las tasas de ablación no proporciona mucha información debido a que éstas dependen de las

En cambio, el balance de masa de los glaciares Chacaltaya y el Charquini Sur, ambos de menos de 0.5 km², ha sido constantemente negativo. Inclusive el glaciar Charquini Sur, el cual fue seleccionado como una fuente de información alternativa al Chacaltaya, experimentó un déficit de masa de la misma magnitud que este glaciar durante los primeros tres años de mediciones.

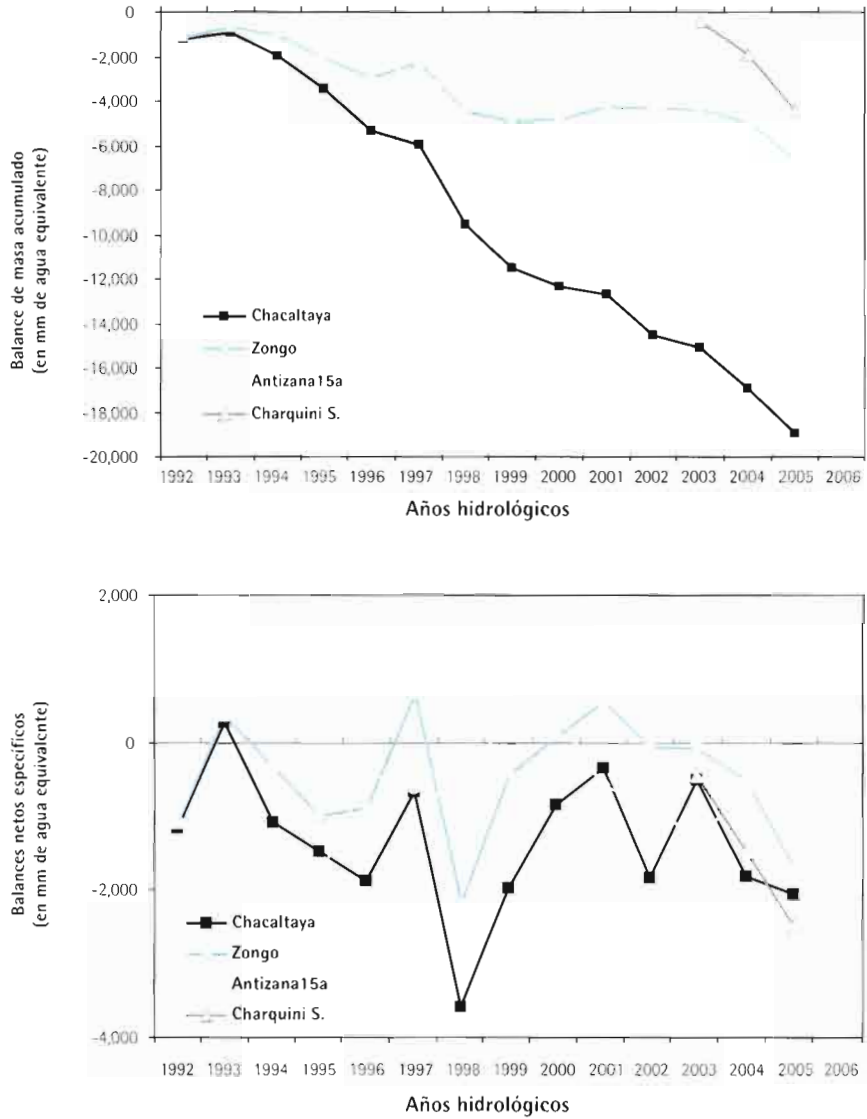
De estas observaciones se puede concluir que los pequeños glaciares que no cuentan con una zona permanente de acumulación se encuentran fuertemente desbalanceados. En efecto, un déficit de alrededor de 1,000 mm w.e. a⁻¹ podrían llevar a su completa extinción en una o dos décadas. Asimismo, si se toma en cuenta el rezago de varios meses que ocurre por la distinta periodicidad de los años hidrológicos, se puede concluir que glaciares como el Zongo y el Antizana 15a, distantes 16 grados de latitud, han experimentado una evolución similar. Sin embargo, esta conclusión será más definitiva cuando la muestra de glaciares que proporcionan datos de balance de masa haya sido extendida a varios otros macizos

condiciones particulares de cada glaciar, es posible examinar la simultaneidad en su evolución. En los cuatro glaciares mencionados, las tasas de ablación fueron mayores en los años 1995, 1997 y 1998; y fueron menores en 1993, 1996, 1999 y 2000. Asimismo, se puede observar que la evolución del Antizana estuvo adelantada por lo menos seis meses a la de los glaciares bolivianos. Se puede suponer que este fenómeno se debe al débil efecto de la estacionalidad en zonas cercanas a la línea ecuatorial. En efecto, cambios climáticos ocurridos en cualquier momento del año se reflejarían inmediatamente en la evolución del glaciar, mientras que en Bolivia este ocurriría sólo en el verano (octubre-marzo).

¹² Nótese que los años hidrológicos son distintos para Bolivia y Ecuador: Para los glaciares Zongo y Chacaltaya, se considera 1992 al periodo Septiembre 1991-Agosto 1992; mientras que para el Antizana 15a es enero-diciembre 1992.

Figura 3.4

- Evolución anual acumulada (arriba) y anual (abajo) de los balances netos específicos de los glaciares bolivianos Chacaltaya, Zongo, Antizana 15α y Charquini -



Fuente: IRD, IHH, SENAMHI-Bolivia, INAMHI, EMAAP-Q

La Figura 3.6 (página siguiente) muestra la estacionalidad de la ablación ocurrida en los glaciares Chacaltaya y Antizana 15α entre 1991 y 2004

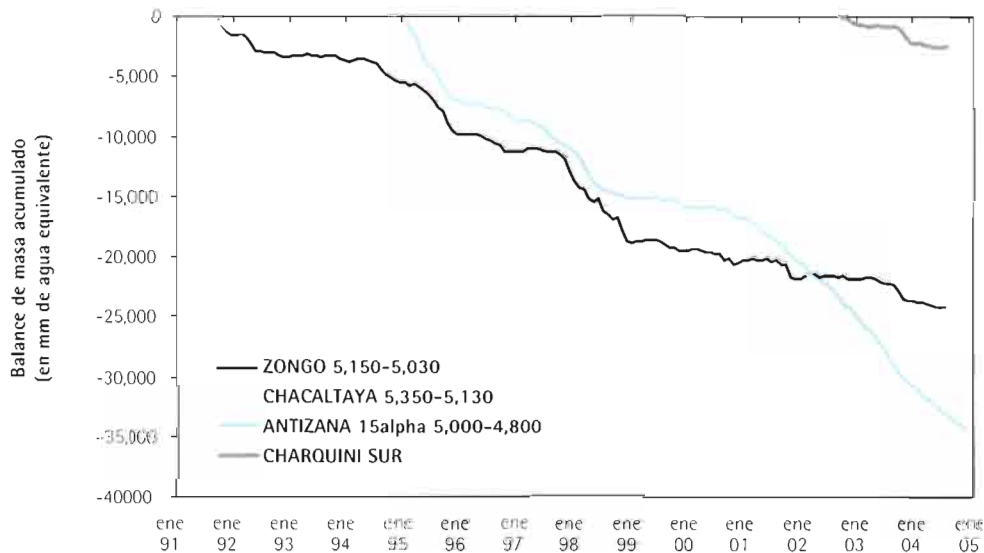
En Bolivia, la ablación anual se concentra entre los meses de octubre y abril. Estos meses representan también el 98% de la variabilidad interanual del balance de masa, de la cual el 78% se produce entre diciembre y febrero (Francou et al., 2003) (Figura 3.6, gráfico superior). Esta fuerte estacionalidad y su variabilidad de un año al otro son la consecuencia de la variabilidad del balance de

energía sobre la superficie del glaciar (ver sección 5, página 65).

En el Ecuador, aunque la ablación es intensa durante todo el año, su variabilidad máxima ocurre en los periodos abril-mayo y agosto-septiembre; es decir, en fechas cercanas a los equinoccios (Figura 3.6, inferior). A nivel de procesos, las diferencias entre el trópico externo (Bolivia, 16°S) y trópico interno (Ecuador, 0°28S) no solamente se deben a la estacionalidad de la ablación sino también a los procesos responsables de su variabilidad interanual.

Figura 3.5

- Balance de masa acumulado en distintas áreas de la zona de ablación de cuatro glaciares¹³ -

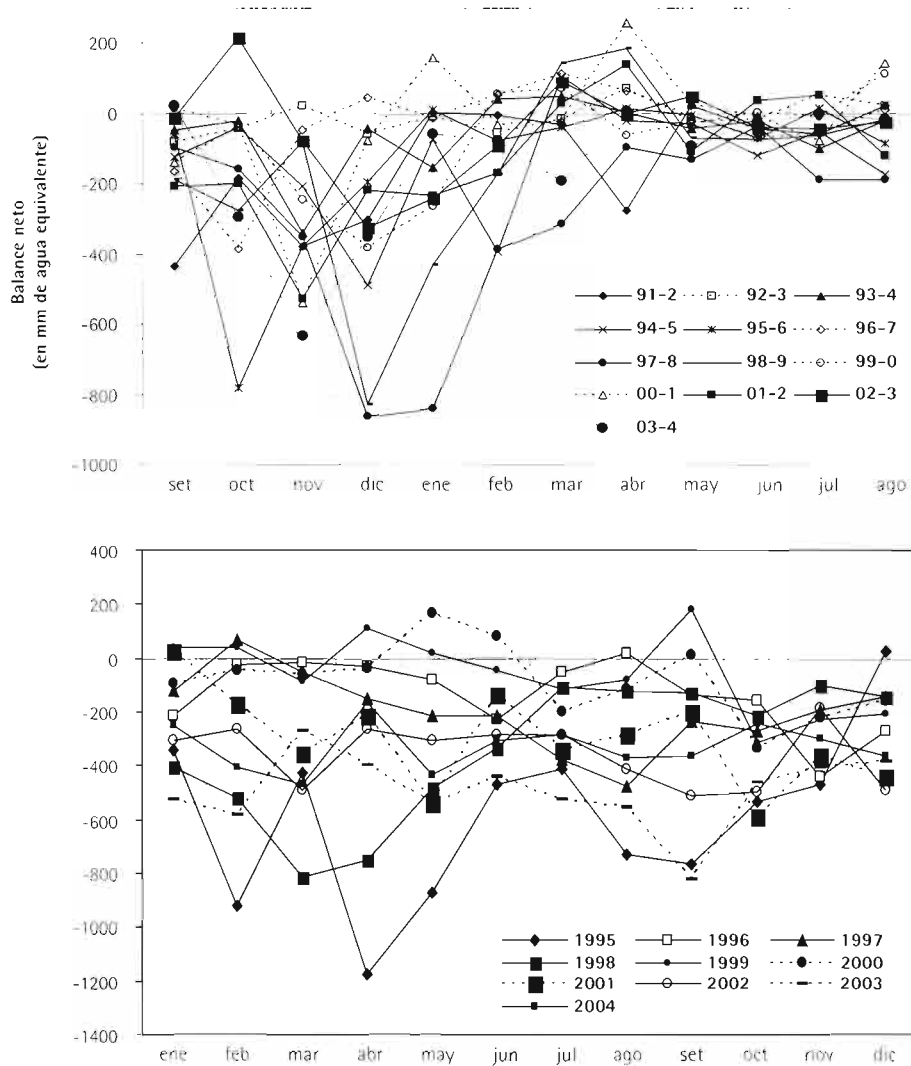


Fuente: JRD, IHH, SEMAMHI-Bolivia, INAMHI, EMAAP-Q.

¹³ Nótese que las altitudes no son las mismas que las de la Figura 3.4. La Figura 3.5 incluye la superficie completa de los glaciares Chacaltaya y Charquini Sur, la mayor parte de la zona inferior del Antizana 15α y una parte importante de la zona de ablación superior del glaciar Zongo. La zona frontal de este glaciar no ha sido incluida debido a que su elevada pendiente altera la medida. Los años señalados empiezan en enero.

Figura 3.8

- Balance de masa en las zonas de ablación de los glaciares Chacaltaya (figura superior) y Antizana 15α (figura inferior)¹⁴ -

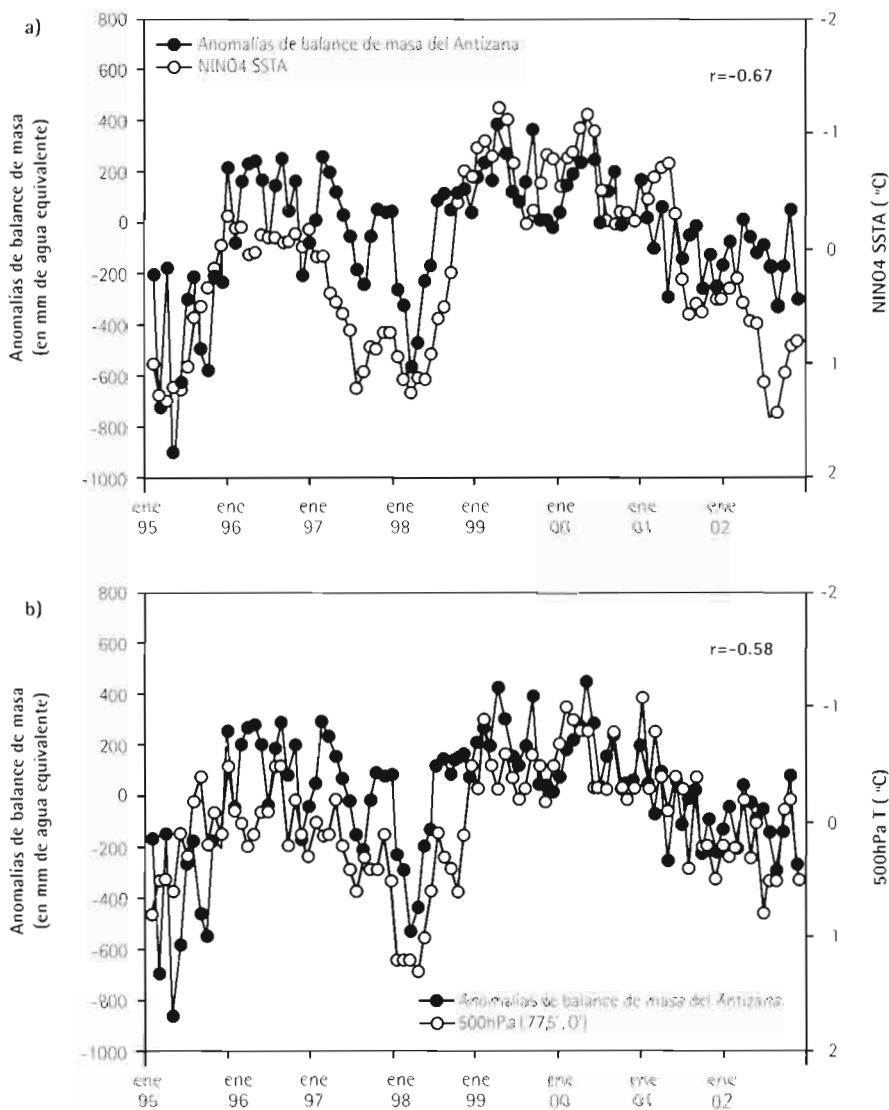


Fuente: Francou et al., 2003; 2004

¹⁴ Valores en milímetros de agua equivalente. Los datos del glaciar Chacaltaya son de septiembre a agosto, mientras que los del Antizana 15α de enero a diciembre.

Figura 37

- Anomalías entre el balance de masa en la parte baja del Antizana 15 y la temperatura superficial del mar en el sector de Niño-4¹⁵ -



Fuente: Franco et al., 2004

¹⁵ Figura superior: Anomalías respecto con el promedio entre el balance de masa de la parte baja del glaciar Antizana 15 y la temperatura superficial del mar en el sector de Niño-4. Las barras muestran que la correlación entre las dos variables es óptima cuando los datos del glaciar son comparados con tres meses de retardo respecto a la anomalía de la temperatura del Pacífico en Niño-4 (Niño4SSTA)

Figura inferior: La misma anomalía del balance de masa respecto la temperatura de la atmósfera a los 500 hPa (5000 msnm, es decir, la altura de la zona de ablación del Antizana). Los datos de temperatura en el eje Y son en orden inverso. Valores del balance del glaciar en milímetros de agua equivalente y de las temperaturas en grados Celsius.

3.2.3 Balance de masa y temperatura superficial del Pacífico Ecuatorial: influencia del ENSO

Antes de describir esos procesos, se puede notar que son las fases opuestas de los eventos ENSO (fase cálida y fase fría) las que explican las situaciones más contrastantes observadas sobre los glaciares de los Andes Centrales, tanto en Bolivia como en el Ecuador.

En el Antizana 15, el balance de masa está correlacionado (negativamente) con la temperatura superficial del mar en el sector Niño-4 del Pacífico ecuatorial¹⁶. La Figura 3.7 muestra la estrecha correlación entre (i), las tasas de ablación en la parte baja del glaciar (menos de 5,000 msnm) y un indicador del ENSO en el Pacífico central; y (ii), entre las mismas tasas de ablación y la temperatura de la atmósfera (reanalizada) en la altura del glaciar.

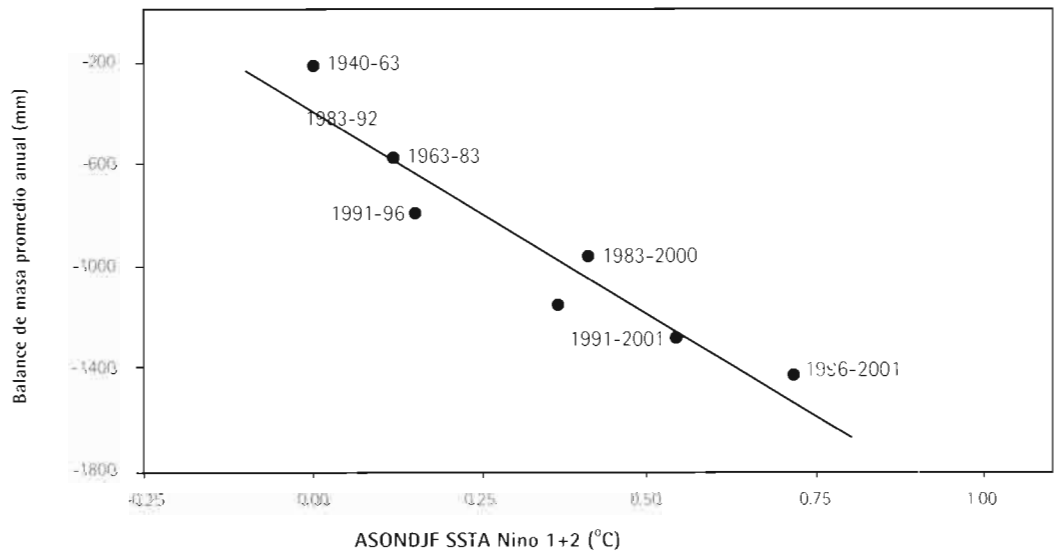
En Bolivia, se observa una correlación entre el balance de masa del glaciar Chacaltaya y la temperatura superficial del mar, pero en el sector Niño 1+2 (sector cercano a la costa sudamericana) durante los meses de verano, con dos meses de desfase. Esta relación se puede apreciar en la Figura 3.8 (abajo).

En esa línea, Arnaud et al. (2001) analizaron la influencia del ENSO sobre la precipitación y la temperatura en la región del volcán Sajama, ubicado en la parte occidental del Altiplano boliviano, a unos 100 km de la costa del Pacífico.

Los autores examinaron la variación de altura de una porción de la línea de nieve entre 1963 y 1998. Los resultados muestran una elevación general de la línea de nieve entre 1963 y 1998, con un incremento sostenido entre 1984 y 1990, tal como se muestra en la Figura 3.9 (página siguiente)

Figura 3.8

- Relación entre el balance de masa del glaciar Chacaltaya y la temperatura superficial del mar en el sector Niño1+2¹⁷ -



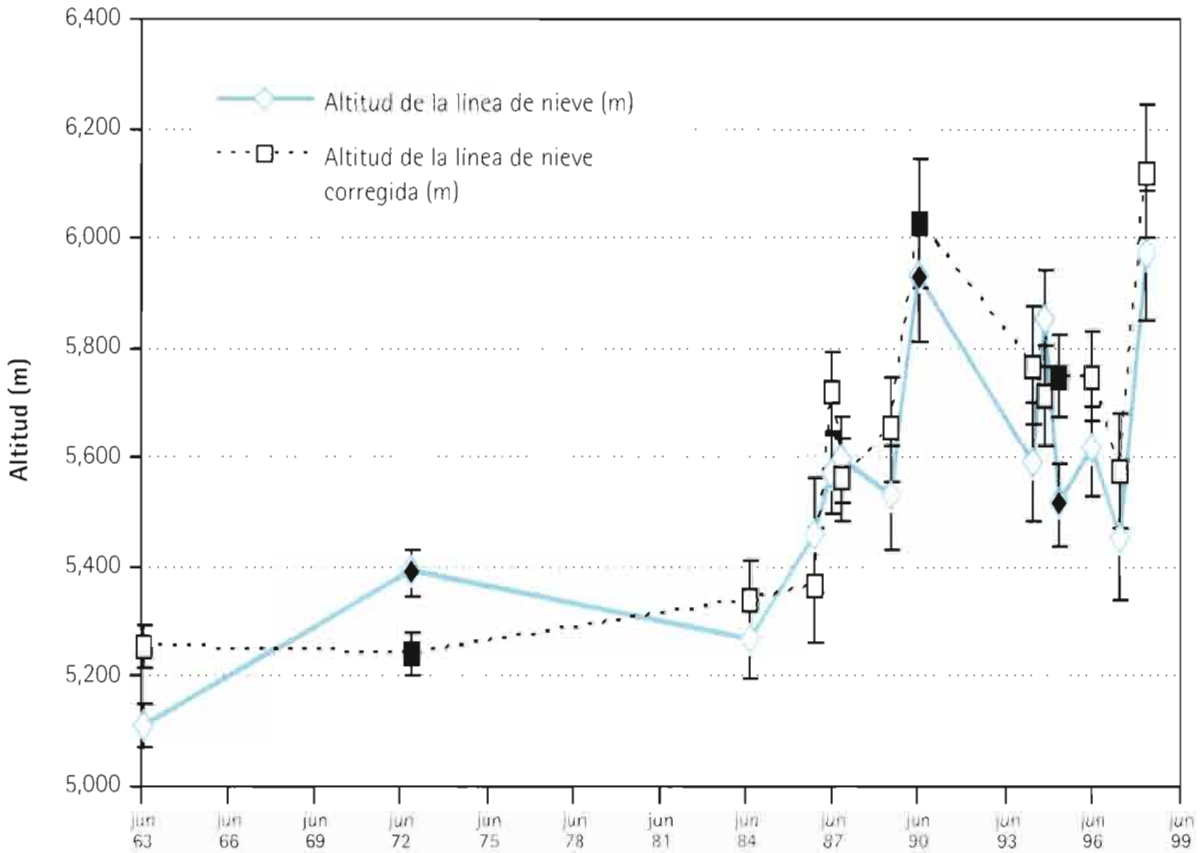
Fuente: Francou et al., 2003

¹⁶ El Pacífico Ecuatorial se divide en cuatro sectores "El Niño", que van desde el sector denominado Niño-1 ubicada en la parte este en la región de la costa norte del Perú y de la costa sur del Ecuador hasta el sector Niño-4, ubicada en la parte centro oeste (5°N-5°S y 160°E-150°W).

¹⁷ Promedios sub- y multi-decenales de los balances de masa anuales. Temperatura superficial del mar (SSTA) entre agosto y febrero

Figura 3.9

- Evolución de línea de nieve del volcán Sajama -



Fuente: Arnaud et al (2001)

²³ Foto tomada en junio de 1963. Escala aproximada: 1:45,000. Los puntos negros indican el área de estudio.

3.3 ¿Es excepcional el retroceso de los glaciares andinos?

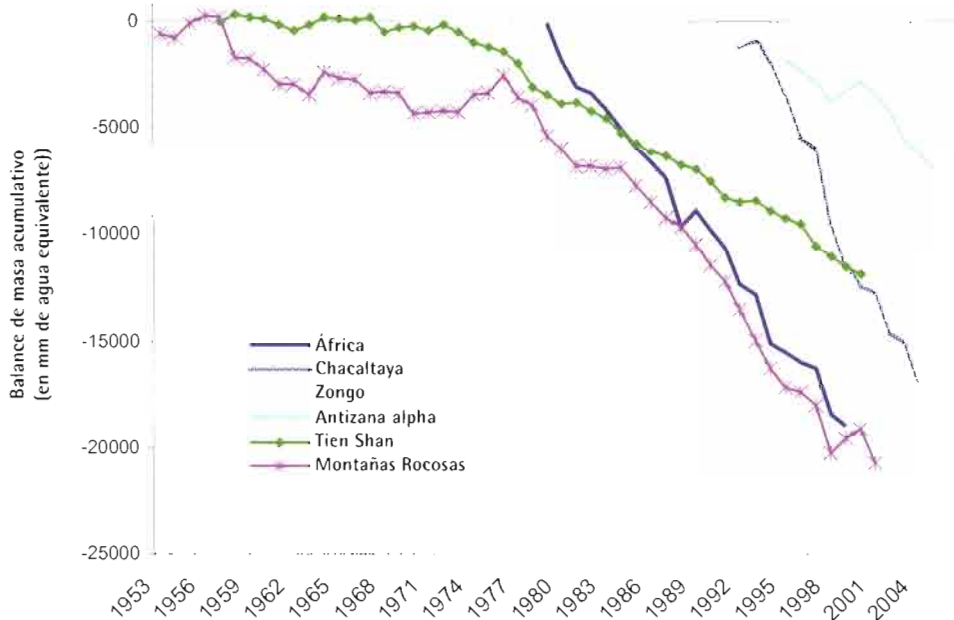
En el estudio reciente de Francou y Vincent (2007), se compiló información sobre 75 glaciares de montaña ubicados en distintos macizos del mundo. Esta información ofrece la posibilidad de comparar las tasas de retroceso de los glaciares del trópico con aquellas de glaciares ubicados en otras latitudes.

Como se puede ver en la Figura 3.10, la tasa de recesión determinada a partir de los balances de masa acumulados

en los Andes Centrales (600-400 mm w.e. a⁻¹), no es excepcional para glaciares que conservan una extensa zona de acumulación, si se le compara con los promedios calculados en los macizos de las montañas rocosas (América del Norte) o Tien-Shan (Asia Central). Los "pequeños" glaciares ubicados en las regiones tropicales, como en Kenia y Bolivia sufren pérdidas de la misma magnitud, en alrededor de 1,000 mm w.e a⁻¹.

Figura 3.10

- Evolución acumulada del balance de masa de diversos glaciares del mundo¹⁸ -



Fuente: Arnaud et al. (2001)

¹⁸ Referencias de los glaciares considerados en Francou y Vincent, 2007: El gráfico se refiere a tres glaciares de los Andes Centrales (Chacaltaya, Antizana 15a y el Zongo), al glaciar Lewis (Kenya), a los ubicados en las Rocky Mountains (Canadá-Estados Unidos) y a los glaciares Tien Shan, en el Asia Central.

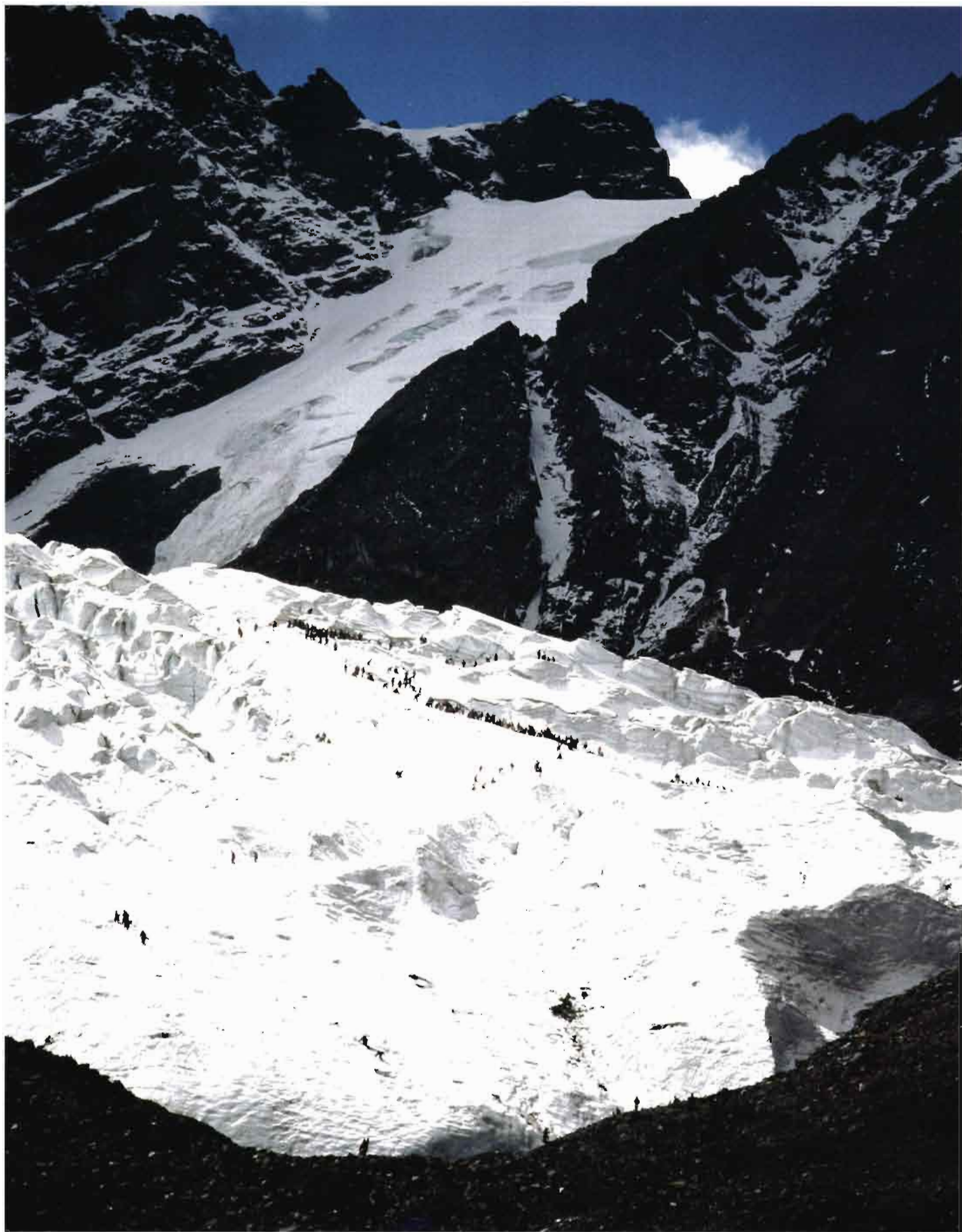
3.4 Conclusiones sobre el retroceso glaciar en relación al cambio climático regional

Más de una década de observación de glaciares por parte del IRD y sus contrapartes andinas permite extraer las siguientes conclusiones:

- a. El retroceso de los glaciares ubicados en los Andes Tropicales se ha intensificado desde fines de los 1970s.
- b. La magnitud del retroceso depende del tamaño del glaciar. Aquellos considerados "grandes" han perdido entre 400 y 600 mm de agua equivalente por año desde el inicio de las observaciones (1991-1995), mientras que los "pequeños" han disminuido a tasas mayores (entre 1,000 y 1,300 mm de equivalente agua por año). Dado que la altura de la línea de equilibrio (ELA) se encuentra generalmente por encima de los 5,000 msnm, glaciares que no posean grandes áreas por encima de este nivel se encuentran fuertemente desbalanceados y en peligro de extinción en un futuro cercano. Este es el caso del Chacaltaya.
- c. Mediciones del balance de masa han revelado la existencia de una gran variabilidad al interior del patrón estacional, la cual se concentra en ciertos meses. Esto sugiere que la relación entre clima y balance de masa se concentra en periodos clave durante los cuales el flujo radiativo entrante por la alta atmósfera es máximo y las precipitaciones son fuertes pero variables.
- d. La contribución de los eventos cálidos del Pacífico (Fenómenos El Niño) a la recesión de los glaciares tropicales en los Andes ha sido determinante. Algunos eventos fríos pueden restaurar parte de la masa de hielo, pero sólo en glaciares con grandes áreas de acumulación ubicadas por encima de los 5,400 msnm. Los glaciares pequeños no recuperan masa, sólo reducen su déficit durante estos eventos fríos.
- e. Debido a diferencias importantes en la estacionalidad del clima en el trópico interior (Ecuador) y exterior (Perú y Bolivia), los procesos activos en la superficie del glaciar también deberían ser diferentes. Esta cuestión será analizada con mayor detalle en la sección 5.
- f. La tasa de retroceso glaciar en los Andes Centrales es fuerte pero no parece ser excepcionalmente alta en comparación con el resto del mundo. Otros glaciares tropicales se están reduciendo a tasas similares, como el Lewis en Kenya, pero las observaciones continuas son demasiado escasas para ser tajantes en esta afirmación. Aunque no se puede generalizar, se han observado tasas de retroceso similares en regiones extra-tropicales.

Las observaciones realizadas demuestran que el "Pacific Shift" (cambio de fase del Pacífico) ha jugado un papel fundamental en la aceleración del retroceso de los glaciares andinos desde 1976. Por esta razón, es necesario continuar analizando el efecto que tiene el comportamiento del Océano Pacífico en los glaciares de la región. Una cuestión importante es: ¿cómo el calentamiento del Pacífico ecuatorial se combina con la tendencia al recalentamiento global de la atmósfera que se observa a nivel del planeta desde la segunda mitad de los años setenta para explicar el rápido retroceso de los glaciares de esta parte de los Andes?

Considerando que los glaciares de esta región andina son extremadamente sensibles a la evolución de la atmósfera y al clima a escala regional, incluyendo la cuenca del Pacífico, el mantenimiento de un red de observación permanente es de un gran interés para monitorear el clima y su evolución.



Sección 4

Fluctuaciones glaciares en los Andes Centrales durante el último Milenio

El programa Great Ice del IRD¹⁹ ha orientado recientemente sus estudios hacia reconstruir las fluctuaciones registradas en los glaciares durante los últimos siglos (1350-1950). Estas observaciones son un factor clave para conocer mejor el comportamiento de los glaciares en el marco de la variabilidad del clima actual, y así reconstruir la variabilidad climática a escala multianual en base a las fluctuaciones glaciares pasadas.

Se han concentrado los estudios sobre el periodo denominado como "pequeña edad de hielo" (siglos ~XIV-XIX) porque los testigos dejados por los glaciares (cordones morrenicos, generalmente) durante esos seis siglos son claramente identificables y favorables a la aplicación de métodos de dataciones absolutas. El término "pequeña edad de hielo" (PEH) fue propuesto por Matthes (1939) para describir

un periodo glacial que ocurrió durante el último milenio. Durante las últimas décadas, se han encontrado muchas evidencias sobre la extensión de la PEH en diferentes macizos montañosos ubicados en ambos hemisferios (Alaska, las Montañas Rocosas, los Alpes, el Cáucaso, Tien Shan, Nueva Zelanda, Patagonia y la Antártida).

Desde un punto de vista climatológico, la PEH puede ser definida como un periodo de frío que ocurrió entre los siglos XIV y XIX. Diferentes estimados calculan que la temperatura media en este periodo fue entre 1 y 2°C más baja que el promedio 1961-1990, con un mayor nivel de precipitaciones invernales. Sin embargo, reconstrucciones recientes revelan que existió una alta variabilidad, tanto espacial como temporal (Matthews y Briffa, 2005).

4.1 ¿Cuál es la importancia de estudiar la Pequeña Edad de Hielo?

La PEH es un ejemplo perfecto de variabilidad climática natural, el cual sirve de base para analizar los efectos de la acción humana sobre el planeta. Este periodo es también importante para analizar tendencias climáticas futuras, ya que algunos estimados pronostican para finales del siglo XXI cambios de temperatura similares a los ocurridos durante la PEH.

Los glaciares tropicales son especialmente sensibles a los cambios climáticos. Proporcionan tanto un archivo de los cambios ocurridos en el pasado como una herramienta para investigar la variabilidad climática regional y su relación con las latitudes

medias y altas en ambos hemisferios.

La variabilidad del clima durante los últimos siglos ha generado fluctuaciones de la extensión de los glaciares. La documentación de la evolución pasada de los glaciares constituye un marco de referencia para comparar las proyecciones sobre su evolución futura. Este es un tema de fundamental importancia para los países andinos, debido a que el agua proveniente del derretimiento de glaciares proporciona una de las principales fuentes de producción de energía eléctrica en la región y abastece de agua potable a algunas de sus ciudades principales.

¹⁹ Los autores de esta sección son Vincent Jomelli, Antoine Rabatel, Patrick Ginot, Vincent Favier, Delphine Grancher, Daniel Brunstein, Jesus Gomez, Abraham Machaca y Bolivar Cáceres

4.2 La historia regional de las fluctuaciones glaciares

Con el fin de documentar la PEH en los Andes, científicos del IRD (Francia), la Universidad Mayor de San Andrés (Bolivia), Inrena (Perú) e Inamhi (Ecuador) realizaron un estudio de 90 glaciares ubicados en Bolivia, Ecuador y Perú (Rabatel et al., 2005, 2006, Jomelli et al., 2006a,b). Los métodos utilizados para datar las morrenas fueron esencialmente en base a la liquenometría, es decir, la calibración en función del tiempo del crecimiento de una especie de líquen encontrada comúnmente sobre los bloques (Jomelli et al., 2006a). A pesar de que la liquenometría debe ser cruzada con otros métodos para proporcionar fechas definitivas, el estudio de la especie *Rhizocarpon Geographicum*, ha encontrado condiciones muy favorables en los altos Andes tropicales.

Para procesar los datos de campo, se ha implementado un nuevo método estadístico (Naveau et al., 2006). Para reconstruir las superficies y volúmenes de glaciares emplearon análisis fotogramétricos y levantamientos topográficos de campo en un número apreciable de sistemas morrénicos PEH, particularmente en Bolivia. (Rabatel et al., 2006).

Asimismo, en el Ecuador y en Perú, varios archivos históricos tales como pinturas, grabados, o relatos de viajeros fueron utilizados como soporte documental para estimar las extensiones glaciares y sus fechas (Franco, 2004). Los resultados de esta investigación muestran evidencias del avance de la PEH en los Andes Tropicales.

En la base de glaciares de entre 4,100 y 4,300 msnm ubicados en las cordilleras Blanca (Perú) y Real (Bolivia), se pueden encontrar morrenas que datan del siglo XIV, lo que sugiere la ocurrencia de un avance glaciar durante los primeros siglos del último milenio. Las morrenas depositadas antes del siglo XIV son mucho más antiguas, por lo que la extensión de los glaciares se habría reducido a principios del último milenio. Sin embargo, en muchos glaciares el estadio morrénico del siglo XIV no está representado, como en los casos de los glaciares Llaca o de Kinzl en la Cordillera Blanca.

El estadio del siglo XIV no ha sido observado ni en Ecuador ni en Bolivia, donde probablemente existió pero fue cubierto por los avances máximos ocurridos durante los siglos XVII y XVIII.

4.2.1 Extensión máxima de la PEH en los Andes centrales

En el Ecuador (entre los paralelos 0°S y 6°S) la extensión máxima de la PEH ocurrió en dos periodos. En glaciares ubicados por encima de los 5,700 msnm (volcanes como el Chimborazo o Antizana), ésta ocurrió alrededor de 1730. En glaciares ubicados en picos de altura inferior a los 5,400 msnm, la extensión máxima de la PEH ocurrió alrededor de 1830. Otras mediciones señalan que este último avance glaciar también ocurrió en picos de gran altura (Jomelli et al., 2006c).

En Venezuela también se registraron avances glaciares en dos periodos (Polissar et al., 2006). El primero ocurrió entre 1640 y 1730 y el segundo entre 1800 y 1820.

En los trópicos externos, (entre los paralelos 10°S y 16°S) la extensión máxima de la PEH ocurrió unas décadas antes. En la Cordillera Blanca, ésta ocurrió alrededor de 1630. En Bolivia, los glaciares alcanzaron su extensión máxima entre 1657 y 1686 (Rabatel, 2005; Rabatel et al., 2005, 2006).

4.2.1 La retrocesión glaciar en los siglos XVIII y XIX

Desde la extensión máxima de la PEH, los glaciares han evolucionado de una manera notablemente homogénea (Figura 4.1, abajo). El retroceso ocurrió lentamente entre los siglos XVIII y XIX, pero se aceleró rápidamente a partir de 1840 (especialmente entre 1880 y 1910).

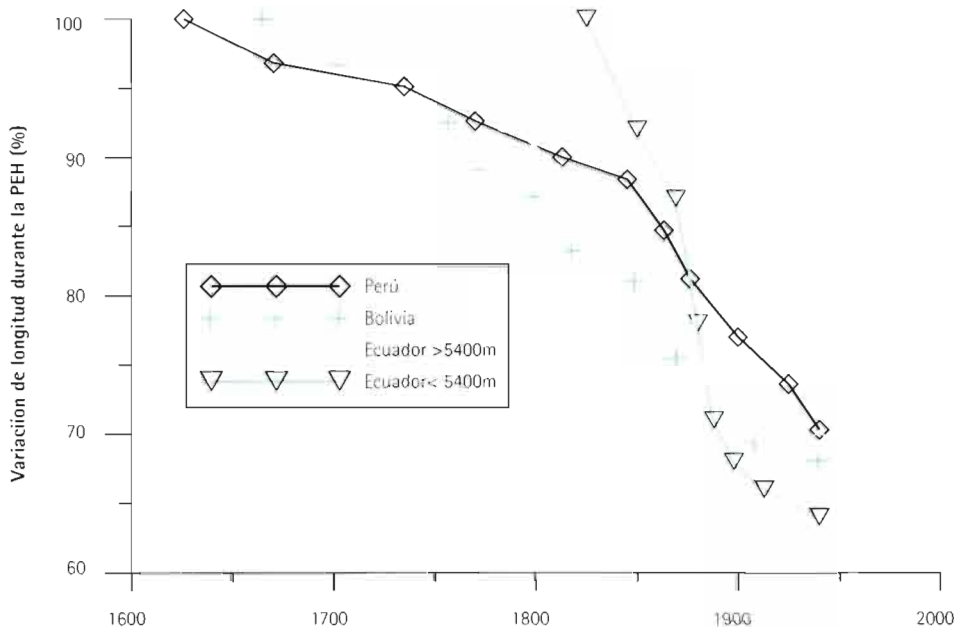
En el Ecuador, se registraron dos avances glaciales inmediatamente posteriores a la extensión máxima de la PEH en siete glaciares situados en volcanes de gran altitud (aproximadamente 1748 y 1786). Las morrenas ubicadas cerca de lo que fue la extensión máxima de los glaciares permiten estimar un lento retroceso de entre 7 y 15% de su largo total durante el siglo XVIII.

Otro avance de importancia ocurrió alrededor de 1830, periodo durante el cual los glaciares ubicados en picos de baja altura avanzaron más allá del punto máximo registrado en el siglo XVIII. Desde este momento, todos los glaciares, desde aquellos ubicados entre 6,000 y 5,400 msnm mostraron un patrón idéntico: un ligero retroceso hasta mediados del siglo XIX, y un fuerte repliegue entre 1870 y principios del siglo XX. Entre 1830 y 1870, los glaciares ubicados a grandes alturas perdieron 15% de su extensión, mientras que aquellos ubicados a alturas menores perdieron el 18%.

Desde principios del siglo XX y hasta 1950, el retroceso fue relativamente moderado. La pérdida fue de 11 y 15% para los glaciares de alta y baja altitud, respectivamente.

Figura 4.1

- Andes Tropicales: Evolución desde la extensión máxima de la PEH -



Los glaciares ubicados en los trópicos externos mostraron el mismo patrón. Luego de alcanzar su máxima extensión en la segunda mitad del siglo XVII, retrocedieron continuamente durante los siglos XVIII y XIX, periodo en el cual sólo se produjeron avances menores (como los producidos en las décadas de los 1730s y 1800s). Es importante mencionar que este retroceso continuo ocurrió únicamente en los Andes Tropicales, ya que los glaciares ubicados en el hemisferio norte registraron avances entre 1550 y 1880.

En Bolivia, Rabatel et al. (2006) observaron que durante el periodo comprendido entre mediados del siglo XVII y finales del XIX, todos los glaciares retrocedieron alrededor de 1,000 m. Expresado en términos de promedios anuales para los diferentes glaciares, la reducción en área fue de 0.15% por

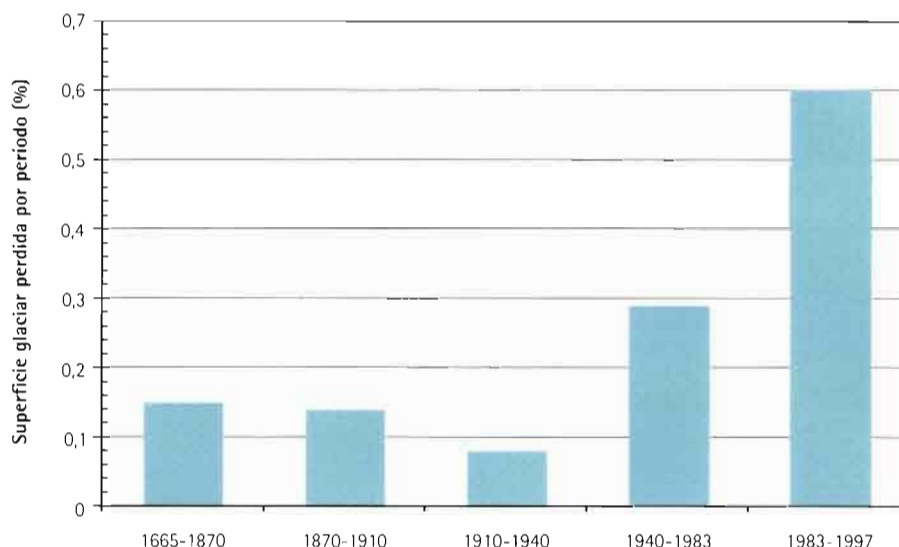
año entre la máxima extensión de la PEH y finales del siglo XIX (ver Figura 4.2, abajo).

Los glaciares peruanos y bolivianos perdieron alrededor de 15% de su área en el siglo XVIII, y cerca de 19% en el siglo XIX. Durante las primeras décadas del siglo XX, los glaciares ubicados en la Cordillera Blanca y la Cordillera Real retrocedieron lentamente, con excepción de un importante avance ocurrido en los 1920s. Otro importante retroceso ocurrió en los 1930s y 1940s (Kaser y Georges, 1997; Georges, 2004).

Durante la segunda mitad del siglo XX, el retroceso glaciar se aceleró fuertemente (ver sección 1). En efecto, éste sería de la misma magnitud que aquel ocurrido entre la extensión máxima de la PEH y mediados del siglo XX.

Figura 4.2

- Pérdidas de áreas por periodo de los glaciares del Charquini (Cordillera Real, Bolivia) -



Fuente: Rabatel (2005)

1.3. Evolución regional de glaciares durante la PEH

Entre inicios de la PEH y principios del siglo XX, la mayoría de los avances y retrocesos ocurridos en los glaciares andinos ocurrieron también en cadenas montañosas ubicadas en latitudes medias. En efecto, extensiones importantes de glaciares se observaron en los Alpes europeos y las Montañas Rocosas canadienses tanto en el siglo XIV como a mediados y fines del siglo XVII (Grove, 1988; Luckman, 2000; Le Roy Ladurie, 2004). Durante la primera mitad del siglo XVIII, éstas también ocurrieron en Escandinavia (Nesje y Dahl, 2000), Patagonia (Luckman y Villalba, 2001) y los Alpes del sur en Nueva Zelanda (Winkler, 2004). También se registraron avances glaciares a principios del siglo XIX en los Alpes.

También se registra paralelismo en varias fases de retroceso glaciar. Durante la segunda mitad del siglo XVIII tanto glaciares ubicados en los Andes Tropicales como

en los Alpes (Zumbühl y Holzhauser, 1988) y la cadena montañosa escandinava (Nesje y Dahl, 2003), retrocedieron progresivamente. Asimismo, el incremento en la velocidad del retroceso ocurrido entre 1860-1870 y principios del siglo XX coincide con procesos similares en todo el mundo, particularmente en los Alpes (Grove, 1988).

Sin embargo, también existen diferencias importantes. Por ejemplo, la magnitud de los avances fue claramente diferente entre los distintos macizos montañosos a nivel mundial. Por un lado, el máximo avance glaciar no ocurrió al mismo tiempo en las diferentes cordilleras de los Andes Tropicales y el resto del mundo. Por otro lado, en los Andes Tropicales ocurrió solamente una fase de extensión máxima de los glaciares durante la PEH desde el siglo XVII en adelante, mientras que en los Alpes al menos se registraron tres avances glaciares de la misma magnitud en el mismo periodo.

4.3 Condiciones climáticas que explicarían la evolución de los glaciares tropicales durante la PEH

Diversos estudios han mostrado que la variabilidad interanual del balance de masa de los glaciares tropicales depende en gran parte de la variabilidad de las precipitaciones sólidas²⁰. Esta variabilidad está condicionada no solamente por la cantidad de precipitaciones sólidas que caen sobre las superficies glaciares y que se incorporan a la masa del glaciar, sino también por la fase líquida/sólida de esas precipitaciones en la zona de ablación, la cual depende directamente de la temperatura atmosférica. En efecto, si la temperatura del aire aumenta, también lo hace la altura a la cual la precipitación se convierte de líquida en nieve.

Este cambio de fase de la precipitación afecta más a los glaciares ubicados en las zonas húmedas cercanas a la línea ecuatorial, (Ecuador o Colombia), donde llega en promedio a más baja altura que los glaciares cercanos al trópico que, por estar en regiones más secas, se ubican en promedio a mayor altitud. La ocurrencia de lluvias sobre los glaciares tiene un efecto sobre el albedo y aumenta el valor del balance neto radiativo (ver sección 5).

El máximo de la PEH ocurrió en Perú y Bolivia durante un período conocido como el "mínimo de insolación de Maunder" (1645-1715) durante el cual la radiación solar incidente fue aproximadamente 0.24% más baja que ahora, lo cual pudo generar un enfriamiento atmosférico mundial de aproximadamente 1°C (Rind et al. 2004). Esta coincidencia refuerza los argumentos sobre la relación entre actividad solar y expansión de los glaciares (Eddy, 1976). En los trópicos, esta relación podría ser más evidente porque el balance radiativo es uno de los factores claves del funcionamiento de los glaciares de esta zona (Wagon et al., 1999).

En el Ecuador, condiciones un poco más secas o más cálidas a mitad del siglo XVII en relación con el siglo XVIII podrían explicar la diferente temporalidad del máximo de la PEH en comparación con Bolivia y el Perú. En efecto, durante la PEH, la ELA se encontraba alrededor de 150 m por debajo de lo que se encuentra hoy, razón por la cual la menor altitud en la cual se encontraban los frentes de los glaciares (aproximadamente 600 m) habría sido la consecuencia necesaria de un proceso de acumulación más intenso que en la actualidad.

La hipótesis de aumento de precipitación está en acuerdo con otros indicadores del clima. Varios testigos de hielo extraídos de nevados ubicados en Andes Tropicales sugieren condiciones más frías durante esa época (Thompson et al. 1985, 2006).

A pesar de los esfuerzos realizados esos últimos años por el equipo Great Ice del IRD para construir una cronología precisa de las fluctuaciones de los glaciares desde el principio de la PEH en los Andes Centrales, mucho trabajo queda pendiente para reconstruir la variabilidad climática a partir de este indicador. La primera etapa será construir modelos robustos que relacionen fluctuaciones históricas de los glaciares con el clima. Los escenarios climáticos esperados como resultado de este proceso tendrán que ser calibrados luego sobre los otros "proxies" del clima, los testigos de hielo de los casquetes de altura, indicadores de la cobertura vegetal (dendroclimatología y palinología), etc.

²⁰ Wagon et al., 1999; Francou et al., 2003, 2004; Favier et al., 2004a; Sicart et al., 2005. Para más informaciones, ver sección 5.

Recuadro 4.1

- Glaciares con las morrenas de la Pequeña Edad de Hielo -

Circo glaciar de la Caldera del Altar (Ecuador). En la foto de arriba, según una acuarela de Rodolf Reschreiter datando de 1903, con el glaciar cubriendo el circo entero. Se ve que el glaciar ha disminuido desde el depósito de las morrenas laterales, correspondiendo a una fase máxima de la Pequeña Edad de Hielo.

En la foto de abajo aparece el mismo circo en el 2001, mostrando el retroceso de los glaciares hacia las paredes del circo superior. La Laguna Amarilla tiene una profundidad medida de 50 metros, se estima que la lengua del glaciar a los siglos XVII-XIX debía tener más de 100 metros de espesor sobre el sitio que ella ocupa actualmente.

© Colección particular
* IIRD - Bernard François



* IIRD - Bernard François





Sección 5

Relación entre balance de masa y clima: acumulación y ablación

Esta sección²¹ describe el tipo de información climática que se puede obtener del estudio del balance de masa. Los datos anuales se encuentran directamente relacionados con (i), la acumulación de nieve, la cual depende tanto de precipitaciones como de avalanchas de nieve o hielo y

vientos; y (ii), la ablación, la cual representa directamente el Balance de Energía en la Superficie (BES).

El BES representa la relación entre las variables meteorológicas locales y el derretimiento de la superficie del glaciar.

5.1 Variabilidad de la acumulación neta

La cantidad de nieve acumulada se mide anual o bianualmente en la parte alta de los glaciares (la llamada "zona de acumulación"). A pesar de las dificultades existentes para identificar la capa de acumulación correspondiente a cada año hidrológico, ha sido posible obtener datos anuales de balance de masa en los Andes centrales. Los resultados muestran que la acumulación neta medida por encima de los 5,500 msnm está comprendida entre 700 y 1,200 mm w.e. a⁻¹. No se han observado acumulaciones netas mayores, ya sea porque las masas de aire a los 6,000 msnm sean demasiado pobres en vapor de agua, o porque los vientos no permitan a mayores acumulaciones formarse a nivel de las cumbres.

También se ha observado una marcada variabilidad interanual. En efecto, en el glaciar Zongo (Bolivia), los valores de acumulación neta varían desde menos de 500

hasta 1,200 mm w.e. a⁻¹, mientras que en las morrenas circundantes se observan valores de entre 700 y 1,200 mm w.e. a⁻¹ (Berger et al., 2005).

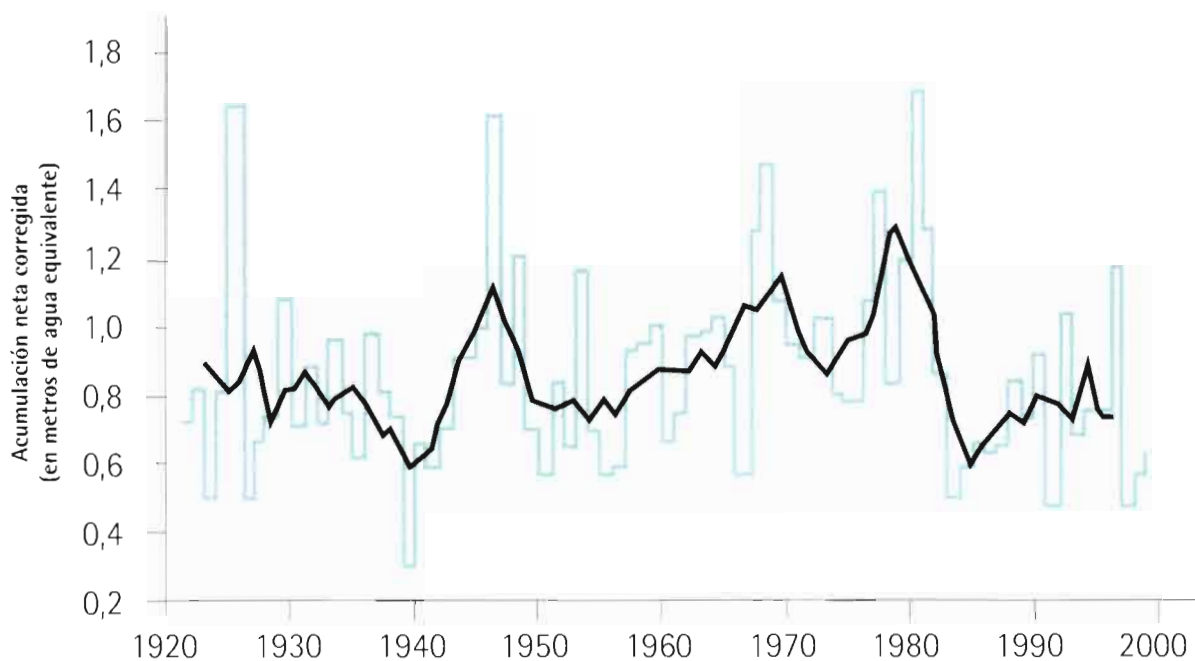
Con el fin de reconstruir la acumulación neta ocurrida en el pasado en glaciares de gran altitud, se extrajeron testigos de hielo en diversas zonas de los Andes entre 1983 y 2006.

En el caso de Bolivia, se consideró que el testigo de hielo más representativo fue el extraído del Illimani (6,350 msnm) en 1999. La Figura 5.1 ilustra la variabilidad en la acumulación neta entre 1920 y 1998, reconstruida usando este testigo de hielo. Los resultados muestran una drástica reducción en la acumulación neta durante los años del fenómeno "El Niño". Estos resultados son coincidentes con las reconstrucciones realizadas en otros glaciares de los Andes, como Chimborazo (Ecuador), Huascarán y Quelccaya (Perú).

²¹ Los autores de esta sección son: Patrick Wagnon, Jean-Emmanuel Sicart, Luis Maisincho, Bernard Francou, Patrick Ginot, Jean-Philippe Chazarin, Vincent Favier y Pierre Ribstein.

Figura 5.1

- Acumulación neta real y suavizada en el Illimani -



5.2 Procesos físicos responsables de la ablación

En un glaciar, la ablación es el resultado directo del BES. Su estimación resulta ser el inventario de todos los flujos de energía entrantes y salientes de su superficie, los cuales pueden ser radiativos, conductivos o turbulentos.

La ecuación del BES se describe en el Recuadro 5.1 (abajo) y sus valores son estimados usando una estación meteorológica automática instalada en la superficie del glaciar. En la Figura 5.2 se incluye una ilustración gráfica sencilla del proceso.

Recuadro 5.1

- Los distintos flujos de energía en la superficie de un glaciar -

La ecuación clásica del balance energético se escribe de la siguiente manera (los flujos hacia la superficie se representan como positivos):

$$S\downarrow(1-a) + L\downarrow - L\uparrow + H + LE + P + G = \Delta Q$$

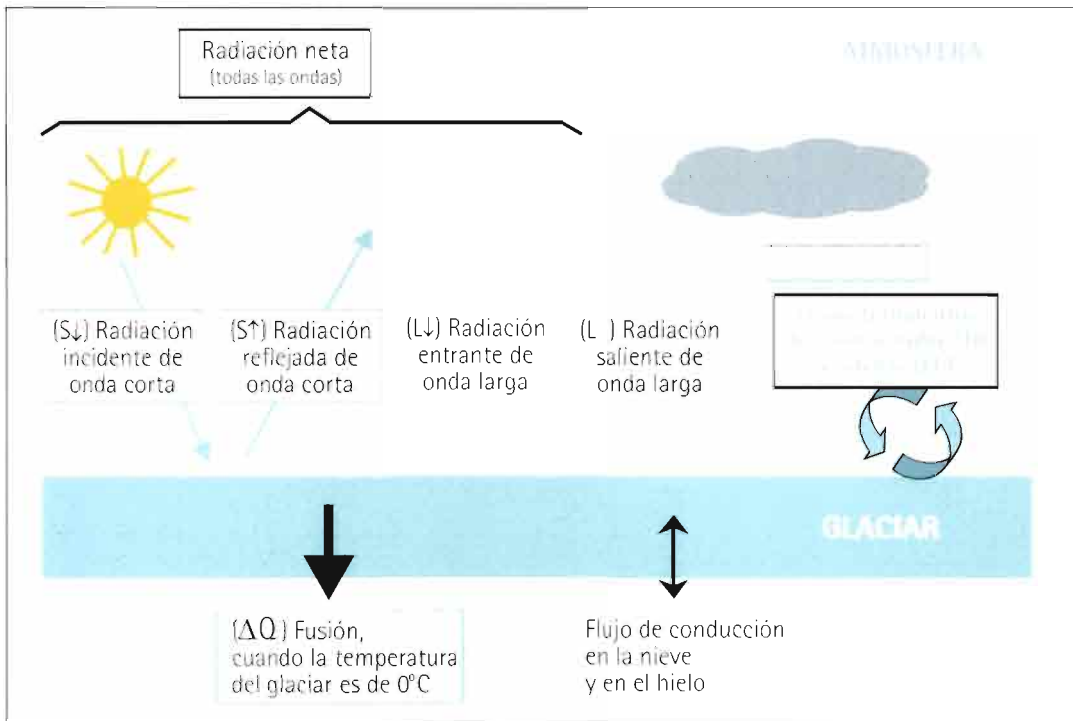
Los dos primeros términos de la ecuación representan la radiación R , que representa todas longitudes de onda: $R = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow = S\downarrow(1-\alpha) + L\downarrow - L\uparrow$. $S\downarrow$ y $S\uparrow$ representan la radiación solar de onda corta incidente y reflejada, α representa el albedo, $L\downarrow$ la radiación de onda larga proveniente de la atmósfera y $L\uparrow$ la radiación de onda larga emitida por la superficie. Por otro lado, los términos $H = S\downarrow(1-\alpha)$ y $L = L\downarrow - L\uparrow$ representan la radiación de onda corta y larga, respectivamente; H y LE los flujos turbulentos de calor sensible y latente, P el flujo de energía aportado por las precipitaciones; y G , el flujo conductivo en la nieve o hielo.

ΔQ representa entonces la variación de energía que resulta en la capa superficial de un glaciar. Si ΔQ es positivo, el glaciar recibe un flujo de calor que va a ser utilizado en primer lugar para aumentar su temperatura (en caso que sea negativa), y luego para derretir el hielo (cuando el punto de deshielo ha sido alcanzado).

El cálculo del balance de energía permite constatar la importancia de cada flujo sobre el deshielo de un glaciar y separar las variables meteorológicas que controlan el deshielo. La figura siguiente ilustra el balance de energía entre el glaciar y la atmósfera (los colores corresponden a las variables de la ecuación anterior)

Figura 5.2

- Balance energético en la superficie de un glaciar: principales intercambios de flujos entrantes y salientes -



El BES en los glaciares Zongo y Antizana 15α

El BES en las zonas de ablación de los glaciares Zongo (16°S, trópico externo) y Antizana 15α (0°28S, trópico interno) está dominado por la radiación de onda corta (S), que para estos glaciares resulta ser el término más importante de la ecuación del Recuadro 5.1 (de la página 67). Dado que la radiación de onda corta está estrechamente relacionada con el albedo, esta última variable resulta ser fundamental en la determinación de la cantidad de energía disponible en la superficie para glaciares ubicados en los trópicos internos y externos.

El albedo está directamente relacionado con el estado de la superficie de un glaciar, es decir, si la superficie está cubierta por nieve antigua, o sólo por hielo. Por lo tanto, las precipitaciones sólidas, responsables del manto de nieve en la superficie del glaciar, vienen a ser una variable meteorológica clave en la variabilidad del deshielo en todos los glaciares tropicales.

En los trópicos externos (como Bolivia, por ejemplo), donde los glaciares casi nunca reciben precipitaciones líquidas, el balance de masa se relaciona estrechamente con la distribución anual del total de precipitaciones. En los trópicos internos (como Ecuador), sin embargo, la variable meteorológica clave viene a ser la temperatura del aire, ya que ésta controla la fase de las precipitaciones que recibe el glaciar (lluvia o nieve). En efecto, si nieva en la superficie, el albedo se incrementa rápidamente, lo cual reduce el derretimiento. Pero si llueve, el albedo se reduce, favoreciendo la absorción de radiación solar y por lo tanto, el deshielo.

La radiación de onda corta S es parcialmente compensada por la radiación de onda larga L, la cual es negativa durante todo el año. La estacionalidad anual de $L\downarrow$ (proveniente de la atmósfera) es altamente pronunciada en Bolivia, alcanzando valores bajos durante la temporada seca de abril-septiembre (baja nubosidad) y altos en la temporada húmeda de octubre-

marzo (alta nubosidad). En el Ecuador, $L\downarrow$ se mantiene prácticamente invariable debido a la casi ausencia del ciclo anual de precipitaciones. De esta manera, la radiación de onda larga, estrechamente relacionada con la nubosidad y la humedad, constituye una variable esencial que controla el BES de los glaciares tropicales y explica la alta estacionalidad del derretimiento del glaciar Zongo (Sicart et al., 2005).

El flujo turbulento de calor sensible H se relaciona con la temperatura del aire y la velocidad del viento, mientras que el flujo de calor latente LE lo hace con la humedad del aire y la velocidad del viento. Aunque el flujo sensible siempre se mantiene positivo, la suma de estos dos flujos representa siempre una pérdida de calor. En efecto, un flujo de calor latente permanentemente negativo (que corresponde a una pérdida de masa por sublimación) constituye una característica específica de los glaciares tropicales.

Estos flujos turbulentos son altamente variables durante el año. Tienen una gran importancia durante los meses ventosos (junio-septiembre) en el Ecuador (Favier et al., 2004a) y durante la temporada seca en Bolivia (Wagnon et al., 1999). Durante estos periodos, la sublimación tiene un bajo impacto en términos de tasas de ablación, pero juega un rol fundamental en su estacionalidad al reducir la energía por deshielo.

Mediciones de corto plazo tomadas a gran altitud, a más de los 6,000 msnm (Illimani), muestran que las tasas de sublimación son también importantes en la zona de acumulación de los glaciares (alrededor de 1 mm de agua equivalente por día durante la temporada seca) y comparable a aquellas registradas en la zona de ablación (Wagnon et al., 2003). Tasas de sublimación extremadamente altas (mayores a 2 mm de agua equivalente por día) se han registrado en el sur de Bolivia en campos de nieve no permanentes (Favier et al., 2004b).

5.4 Variabilidad del balance de masa en Bolivia y Ecuador en términos de flujos de energía

En Bolivia, cuando las nevadas son demasiado escasas como para cubrir la zona de ablación (entre octubre y diciembre), el deshielo se incrementa y la ablación puede alcanzar tasas de hasta 1,000 mm w.e. al mes en las zonas bajas. En caso de lluvias y cuando el granizo o la nieve caen a temperatura de deshielo, el albedo se mantiene a bajos niveles (<0.5).

En el glaciar Zongo, la correlación entre precipitación y balance de masa es alta, alcanzando su mejor ajuste y mayor nivel (positivo) entre los meses de diciembre y marzo. Asimismo, cuando una capa de nieve cubre continuamente el glaciar entre octubre y abril, el balance de masa anual encuentra cercano al equilibrio o es positivo (Wagnon et al., 2001). Esto implica que el periodo de transición entre la temporada seca y el periodo de mayores lluvias (de enero a marzo) es de crucial importancia para el balance de masa. Durante la temporada húmeda, el flujo de calor latente es compensado por el flujo de calor sensible, por lo que el balance de flujos turbulentos tiende a ser nulo o muy débil.

Como se mencionó anteriormente, la radiación entrante de onda larga juega un rol muy importante en la estacionalidad del balance de masa. Durante la temporada húmeda, la radiación saliente de onda larga es compensada por una gran radiación similar pero entrante, debido a la alta nubosidad y humedad del aire. Este flujo representa una importante fuente de energía para el glaciar, especialmente a bajas alturas. También explica el hecho de que el escurrimiento sea constante durante todo el verano, inclusive cuando la superficie del glaciar está cubierta por grandes cantidades de nieve (Sicart et al., 2005).

Por otro lado, durante la temporada seca (mayo-agosto), el cielo se encuentra despejado y la atmósfera seca, por lo que el balance neto negativo de radiaciones de onda larga produce una importante reducción de los niveles de energía y por tanto, de la ablación. De igual manera, los vientos que soplan frecuentemente durante el invierno austral producen una sublimación que reduce el deshielo (Wagnon et al., 1999).

En el Ecuador, la estacionalidad del balance de masa del glaciar Antizana 15a es menos pronunciada, aunque una importante variabilidad interanual se produce durante todo el año. No se conoce con mucha certeza la estacionalidad de la acumulación a grandes altitudes debido a que el ciclo de acumulación por encima de los 5,200 msnm se mide generalmente una sola vez al año. Sin embargo, mediciones realizadas en áreas cercanas a la zona de ablación sugieren que los periodos de acumulación más importantes son abril-junio y agosto-octubre.

En comparación con Bolivia, en Ecuador, la variabilidad interanual del balance de masa a bajas alturas presenta un patrón más confuso. Los periodos de junio-julio y noviembre-enero son más constantes y presentan tasas moderadas de ablación. Los periodos más variables son febrero-mayo y agosto-septiembre, los cuales en conjunto explican el 98% de la varianza del balance de masa anual (Francou et al., 2004b, ver Figura 3.6).

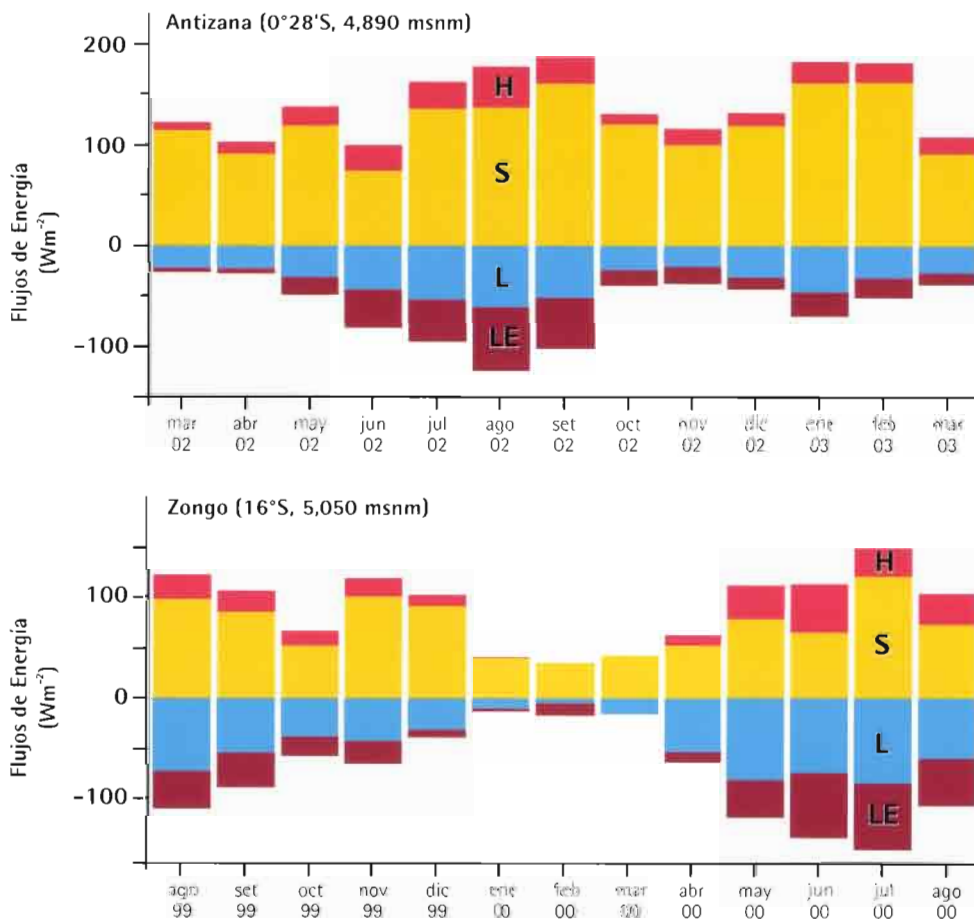
Las mayores tasas de ablación coinciden con los equinoccios, es decir, con los periodos de mayor radiación solar en el Ecuador. Pero la variabilidad es mayor alrededor y después del primer equinoccio (abril-mayo) y alrededor del segundo (septiembre), dependiendo de la frecuencia y naturaleza de las precipitaciones.

Recuadro 5.2

- Comparación del ciclo anual de los flujos de energía en las superficies de los glaciares Zongo (Bolivia) y Antizana 15 (Ecuador)²² -

La siguiente figura ilustra el ciclo anual de los flujos de energía en las superficies de los glaciares Antisana 15 (trópicos internos, condiciones húmedas durante todo el año) y Zongo (trópicos externos, una temporada húmeda entre octubre y marzo; y una seca, entre mayo y septiembre).

Para ambos glaciares, los flujos entrantes de energía son la radiación solar neta (S) y el flujo de calor sensible (H), mientras que los flujos salientes vienen a ser la radiación neta de onda larga (L) y el flujo de calor latente (LE).



²² Promedios mensuales de la radiación de onda corta S, radiación neta de onda larga L, el flujo de calor sensible (H), y el flujo de calor latente (LE) de los glaciares Antisana 15 (marzo 2002 –marzo 2003) y Zongo (agosto 1999 –agosto 2000). Faltan algunos datos de H y LE correspondientes a marzo 2000 para el glaciar Zongo.

Los meses más constantes son junio y julio, los cuales están marcados por precipitaciones moderadas y un flujo decreciente de radiación. El periodo octubre-diciembre es también bastante regular con altas tasas de ablación, la cual se relaciona con la alta radiación solar de onda corta incidente y la decreciente precipitación que se produce en el periodo.

Como lo han señalado Favier et al. (2004a,b) y Francou et al. (2004b), el albedo juega en el Ecuador el mismo rol determinante que en Bolivia, pero la aparición de un manto de nieve en la superficie de los glaciares parece depender más de la fase de precipitación (lluvia o nieve) que de su cantidad. En efecto, entre las situaciones extremas de balance de masa ocurridas en el periodo 1995-2005, la precipitación varió menos de 50 mm w.e. sólo durante

los primeros semestres y en septiembre. Asimismo, la temperatura entre situaciones extremas osciló entre 1 y 1.5°C, particularmente entre enero y mayo. Este rango corresponde a una variación de entre 150 y 200 m del límite nieve-lluvia sobre la superficie del glaciar.

El efecto más importante producido por la lluvia no es el de derretir hielo directamente, ya que ésta cae a temperaturas bajas y a baja intensidad; sino el del mantener el albedo en la superficie del glaciar a bajas temperaturas. En el periodo junio-agosto, a pesar de la humedad generada en la cuenca amazónica, soplan fuertes vientos que refuerzan la sublimación y reducen el deshielo. Por lo tanto, aunque la sublimación tiene un efecto limitado en las tasas anuales de ablación, juega un rol importante en su estacionalidad al reducir la energía disponible para el deshielo.

5.5 Glaciares tropicales, temperatura del mar y eventos ENSO

En el Ecuador, las dos fases opuestas de los eventos ENSO explican las situaciones más contrastantes observadas en el glaciar Antizana. Cuando en el Pacífico Central ocurre una anomalía de temperatura en la superficie del mar (usualmente entre noviembre y febrero) su respuesta atmosférica se produce en los Andes ecuatorianos tres meses después. Este rezago explica el hecho de que la variabilidad del balance de masa alcance su máximo entre febrero y mayo.

Durante la fase cálida del ENSO, el incremento de la temperatura favorece la ocurrencia de lluvias en altitudes de entre 5,100 y 5,300 msnm, lo cual, junto con una ligera disminución de la nubosidad, mantiene constantemente bajos los valores del albedo. En consecuencia, el deshielo es alto (Favier et al., 2004a, b).

En Bolivia, la evolución del balance de masa también depende en gran medida de las anomalías de temperatura que ocurren en la superficie del Pacífico Central. Durante las fases cálidas del ENSO, las precipitaciones se reducen entre 10 y 30% y se producen con mayor frecuencia periodos secos durante los veranos (Vuille et al., 2000b). Estas condiciones incrementan la radiación entrante de onda corta y reducen tanto la acumulación de nieve como el albedo en la superficie del glaciar (Wagnon et al., 2001). La temperatura promedio

cercana a la superficie durante el verano es entre 0.7 y 1.3°C más alta durante "El Niño" que durante "La Niña", lo cual incrementa la probabilidad que lluvias y nevadas caigan a temperaturas de deshielo. Durante los episodios "La Niña", condiciones opuestas prevalecen, lo que puede generar balances de masa positivos o cercanos al equilibrio.

El incremento de la temperatura superficial del mar en la costa sudamericana que se observa desde 1976 contribuye al retroceso acelerado de los glaciares ecuatorianos y bolivianos. Sin embargo, algunos eventos atmosféricos de gran escala como los producidos por la explosión del volcán Pinatubo en junio de 1991 podrían estar interfiriendo con el proceso. Esta explosión liberó una gran cantidad de aerosoles de sulfato cuyo efecto enfriante interrumpió temporalmente las consecuencias del periodo "El Niño" 1990-1995 y causó el único balance de masa positivo que se produjo en el glaciar Chacaltaya fuera de los episodios "La Niña" (Franco et al., 2003).

Como conclusión, se puede decir que los cambios en la evolución espacio-temporal del fenómeno "El Niño" desde los 1970s y el calentamiento de la troposfera son factores que, combinados, explican el retroceso de los glaciares ubicados en los Andes Tropicales.



Sección 6

Impactos del retroceso glaciar sobre los recursos hídricos

En la primera parte de esta sección²³ se describe la variabilidad de los escurrimientos provenientes de glaciares en los países andinos. Se establece que la variabilidad interanual de dichos escurrimientos depende fuertemente de la ocurrencia de eventos ENSO, los cuales aceleran el retroceso de los glaciares a través de un aumento de las temperaturas (en Bolivia, Perú y Ecuador) y de una disminución de las precipitaciones (en Bolivia y sur del Perú).

En la segunda parte se presentan los pronósticos de futuros escurrimientos según diferentes escenarios de elevación de temperaturas en cuencas con cobertura glaciar distinta. Los resultados prevén un incremento temporal de los caudales, seguido por una disminución drástica del volumen y regularidad de los recursos hídricos en las cuencas abastecidas por glaciares. En la Cordillera Blanca, esta disminución podría alcanzar hasta 60% dentro de 100 ó 200 años.

6.1 Variabilidad de los escurrimientos glaciares

6.1.1 Escurrimientos, precipitaciones y variabilidad

En el Perú y Bolivia, la estación lluviosa ocurre entre octubre y marzo, por lo que el año hidrológico se estima entre septiembre y agosto. Esta estación húmeda es también la más caliente, lo que constituye la principal característica explicativa del funcionamiento de los glaciares tropicales en esta zona.

En la Cordillera Blanca peruana, la comparación de la distribución de las precipitaciones y de las láminas escurridas en varias subcuencas del río Santa, pone en evidencia el papel regulador de los glaciares (ver Tabla 6.1 página siguiente).

Los escurrimientos mensuales de las cuencas pequeñas, con bajo componente glaciar (Recreta) o en aquellas de gran tamaño (La Balsa) están estrechamente correlacionados con la distribución mensual de las precipitaciones (ver Figura 6.1, página siguiente). Por el contrario, los escurrimientos de las cuencas con mayor proporción de glaciares y mediana superficie (Llanganuco o Parón) son más sostenidos en la estación seca y fría que va desde mayo a septiembre. Los escurrimientos de las pequeñas cuencas con un componente glaciar muy importante (Artesoncocha) son aún más sostenidos en la estación seca y fría. Se puede observar que los caudales máximos ocurren a partir de los meses de diciembre y enero.

²³ Los autores de esta sección son Bernard Pouyaud, Eric Cadier, Robert Gallaire, Marco Zapata, Edgar Ayabaca, Carlos Olmos, Jesús Gómez, Wilson Suárez, Marcos Villacis, Luis Maisincho, Pierre Ribstein y Anne Coudrain.

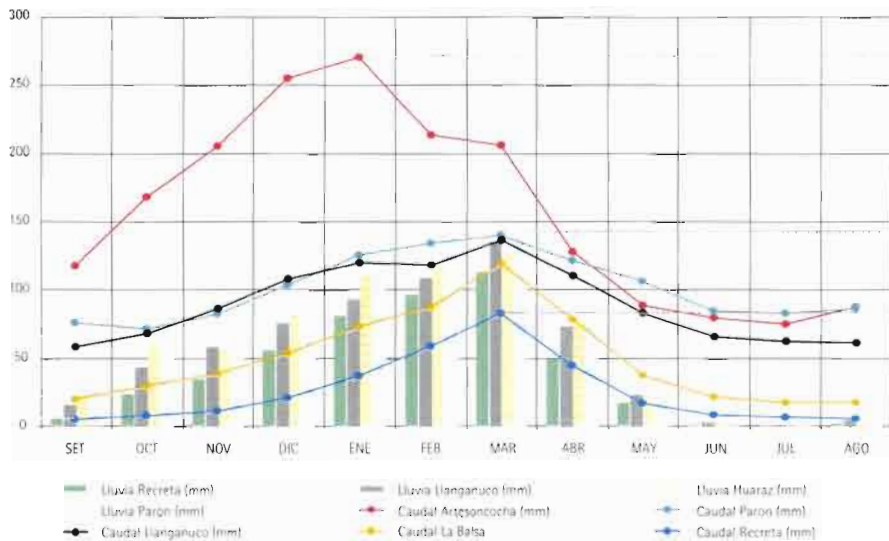
Tabla 6.1

- Precipitación y escurrimiento de cuencas glaciares en la Cordillera Blanca -

	SET	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	Medio	Area (km ²)	% Glaciar
Lluvia Recreta (mm)	7.1	23.2	34.3	55.5	80.6	96.3	112.7	49.5	17.3	1.1	0.4	1.9	479.8		
Lluvia Llanganuco (mm)	16.0	43.6	58.2	75.9	93.4	108.9	135.4	73.4	23.4	2.9	1.0	4.5	636.6		
Lluvia Huaraz (mm)	23.7	61.5	56.4	83.1	109.8	117.5	127.2	76.6	22.2	3.7	1.4	5.6	688.8		
Lluvia Paron (mm)	40.6	69.9	77.4	97.2	119.0	146.3	141.6	79.3	36.1	9.6	3.6	9.6	830.3		
Caudal Artesoncocha (mm)	117	168	205	254	270	213	205	128	88	79	75	87	1,889.1	8.4	79
Caudal Paron (mm)	76	71	82	103	125	134	139	121	106	84	83	86	1,210.0	48.8	48
Caudal Llanganuco (mm)	59	68	86	108	120	119	137	110	83	66	62	61	1,079.7	87	39
Caudal La Balsa	19	29	39	53	73	87	119	78	37	21	17	17	588.6	4840	12
Caudal Recreta (mm)	5	8	11	20	37	58	83	44	17	8	6	5	302.3	290	2

Figura 6.1

- Precipitaciones y escurrimiento de cuencas glaciares en la Cordillera Blanca -



En el periodo comprendido entre 1973 y 1999, el balance hidrológico del glaciar Zongo, en la Cordillera Real boliviana (Figura 6.2, debajo), mostró una lámina escurrida de 1,280 mm/año para 3 km² de cuenca glaciar. Este valor se debe comparar con la pluviometría media de la cuenca, estimada en aproximadamente 1,000 mm/año.

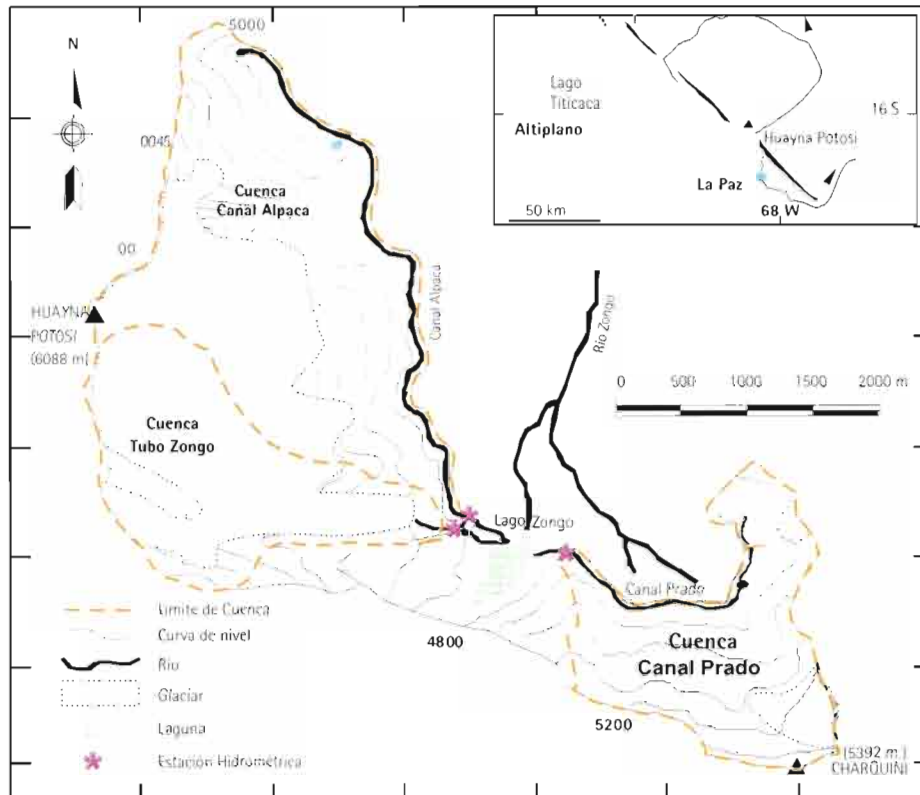
La Figura 6.3 (página siguiente) muestra los escurrimientos mensuales de tres cuencas, comparados con las precipitaciones mensuales observadas en las estaciones de

Plataforma y Botijlaca.

Se puede observar que si bien los escurrimientos ocurren al mismo tiempo que las precipitaciones, se constata que los años con escurrimientos más elevados en las estaciones Zongo y Canal Alpaca no son aquellos con mayores precipitaciones. Por lo tanto, queda en evidencia el rol regulador de los glaciares tropicales en los estiajes de los valles andinos.

Figura 6.2

- Ubicación de las cuencas, glaciares y canales del Zongo -



6.1.2. Variabilidad interanual de escurrimientos y precipitaciones

De acuerdo a lo discutido en la punto anterior, debería existir una explicación alternativa de la causa de la variabilidad interanual de los escurrimientos provenientes de glaciares tropicales. Para ello, analizamos los efectos de varios eventos "El Niño": 1991-92, 1997-98 (Ribstein et al., 1999) y 1982-83.

En Bolivia, los eventos ENSO se asocian con precipitaciones sistemáticamente deficitarias. En la estación Plataforma, durante los eventos de 1982-83, 1991-92 y 1997-98 se registraron déficits de 37%, 20% y 21% en relación al promedio interanual. Sin embargo, los escurrimientos fueron los más importantes observados en las estaciones de Zongo y canal Alpaca.

La Figura 6.4 (página siguiente) pone en evidencia los comportamientos opuestos de las cuencas de los glaciares Zongo y Alpaca, con elevado componente glaciar, con

respecto a aquella del Prado, que incluye solamente el pequeño glaciar Charquini. Este comportamiento opuesto es causado por las considerables diferencias entre las tasas de cobertura glaciar de dichas cuencas (Tabla 6.2).

Los eventos "El Niño" también están asociados con temperaturas de entre 1°C y 2°C por encima del promedio, las cuales causan un incremento en la fusión de los glaciares (Francou y Pizarro, 1995). En cuencas con un régimen esencialmente glaciar, los escurrimientos provenientes de la fusión son dominantes. En cuencas con baja cobertura glaciar, por el contrario, el aumento del escurrimiento por fusión no es suficiente para compensar los déficit producidos por la escasez de precipitaciones.

En el Perú, la incidencia de los eventos ENSO en las precipitaciones es menos clara, ya que el efecto de la disminución de precipitaciones varía en importancia de un evento a otro.

Figura 6.3

- Escurrimientos y precipitaciones mensuales entre 1991 y 1999 -

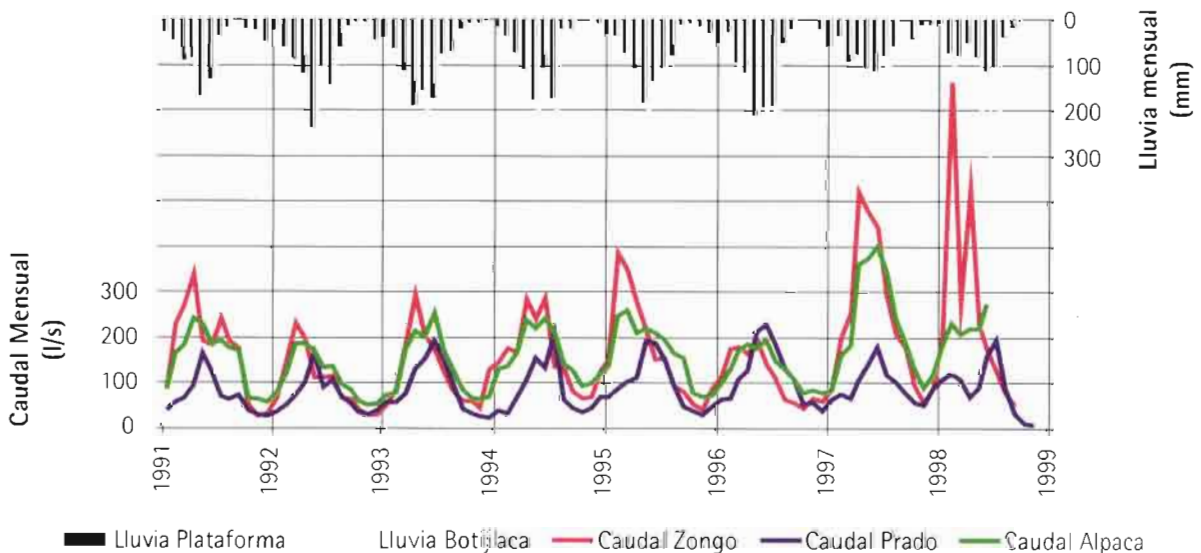
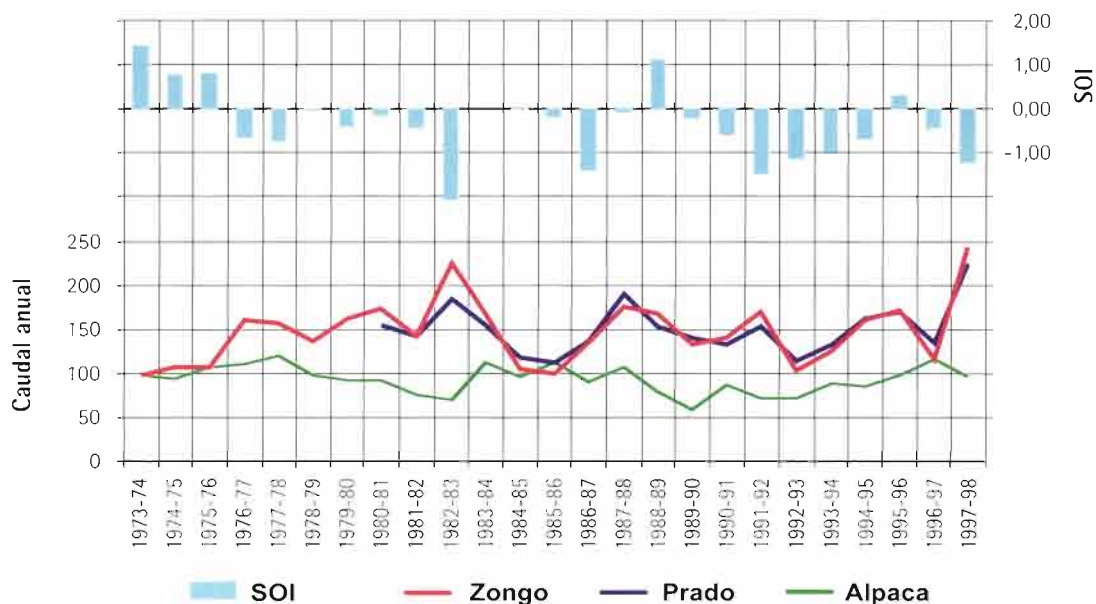


Figura 6.4

- Escurrecimientos anuales en las estaciones Zongo, canal Prado y canal Alpaca comparados con valores medios anuales del Southern Oscillation Index (SOI) -



Southern Oscillation Index (SOI) es un índice que mide el diferencial de presión atmosférica entre Tahiti y Darwin (Australia). Cuando es muy negativo, nos encontramos ante el fenómeno El Niño.

Tabla 6.2

- Características de las cuencas -

	Zongo - Tubo	Charquini - Prado	Alpaca
Superficie de la cuenca en km ²	3.00	2.99	5.74
% de superficie glaciar (1987)	70.0	10.5	37.0

6.3 Impacto de los glaciares en las cuencas de alta montaña

6.3.1 El comportamiento hidrológico de las cuencas glaciares

La Tabla 6.3 (abajo) muestra los parámetros hidrológicos de las sub-cuencas del río Santa, incluida la de Artesonraju, particularmente interesante por su alta tasa de cobertura glaciar.

Estos resultados muestran que el comportamiento hidrogliaciológico de las cuencas glaciares de la Cordillera Blanca es el mismo en una amplia gama de coeficientes de cobertura glaciar, ya que la lámina glaciar escurrida interanual crece linealmente con la tasa de cobertura glaciar.

6.3.2 El pronóstico de los caudales del río Llanganuco

La Figura 6.5 (página siguiente) presenta un pronóstico de mediano plazo (20 años) de los caudales del río Llanganuco, estimado tomando en cuenta las previsiones de calentamiento de la atmósfera y los valores mensuales

de escurrimiento entre 1953 y 1997. Los resultados indican que si sólo se consideran cuencas con una cobertura glaciar superior al 40%, cuyos glaciares nacen a alturas por encima de los 5,500 msnm, la reducción de su superficie glaciar en 20 años no debería ser tan importante como para modificar sensiblemente el proceso de deshielo y escurrimiento.

Tabla 6.3

- Glaciares del área andina monitoreados permanentemente y métodos utilizados -

Subcuenca	S (km ²)	S _{gl} (km ²)	Cg _i	L _c (m)	P (m)	k _{cpn}	De (m)	Periodo	Altitud (m)
Recreta	290	5.1	0.02	0.30	0.61	0.50	0.30	1953 - 1997	4,000 - 5,200
Querococha	66.0	2.1	0.03	0.82	0.99	0.83	0.17	1953 - 1997	3,900 - 5,200
Quitaracsa	390	30.0	0.08	0.88	1.00	0.88	0.12	1953 - 1997	1,500 - 6,000
Pachacoto	210	20.3	0.10	0.64	0.92	0.69	0.28	1953 - 1997	3,700 - 5,700
La Balsa	4,840	580	0.12	0.59	0.70	0.85	0.11	1953 - 1997	1,800 - 6,800
Olleros	176	28.5	0.16	0.87	0.98	0.89	0.11	1953 - 1997	3,500 - 5,700
Colcas	236	39.0	0.17	0.77	0.82	0.94	0.05	1953 - 1997	2,100 - 6,100
Quilicay	250	45.9	0.18	0.91	0.90	1.00	0.00	1953 - 1997	3,100 - 6,100
Los Cedros	116	24.0	0.21	0.93	0.86	1.08	-0.07	1953 - 1997	1,900 - 6,100
Chancos	271	65.3	0.24	1.01	0.88	1.15	-0.13	1953 - 1997	2,800 - 6,100
Llanganuco	87.0	33.7	0.39	1.08	0.95	1.14	-0.13	1953 - 1997	3,800 - 6,600
Paron	48.8	23.2	0.48	1.21	0.98	1.24	-0.24	1953 - 1997	4,200 - 6,000
Artesonraju	8.4	6.6	0.79	1.89	1.02	1.86	-0.88	2000 - 2004	4,300 - 6,000

Legenda: S Superficie total de la cuenca
 S_{gl} Superficie glaciar de la cuenca
 Cg_i Tasa de cobertura glaciar
 L_c Lámina escurrida
 P Precipitación
 k_{cpn} Coeficiente de escurrimiento
 De Déficit de escurrimiento (positivo si P>Le)

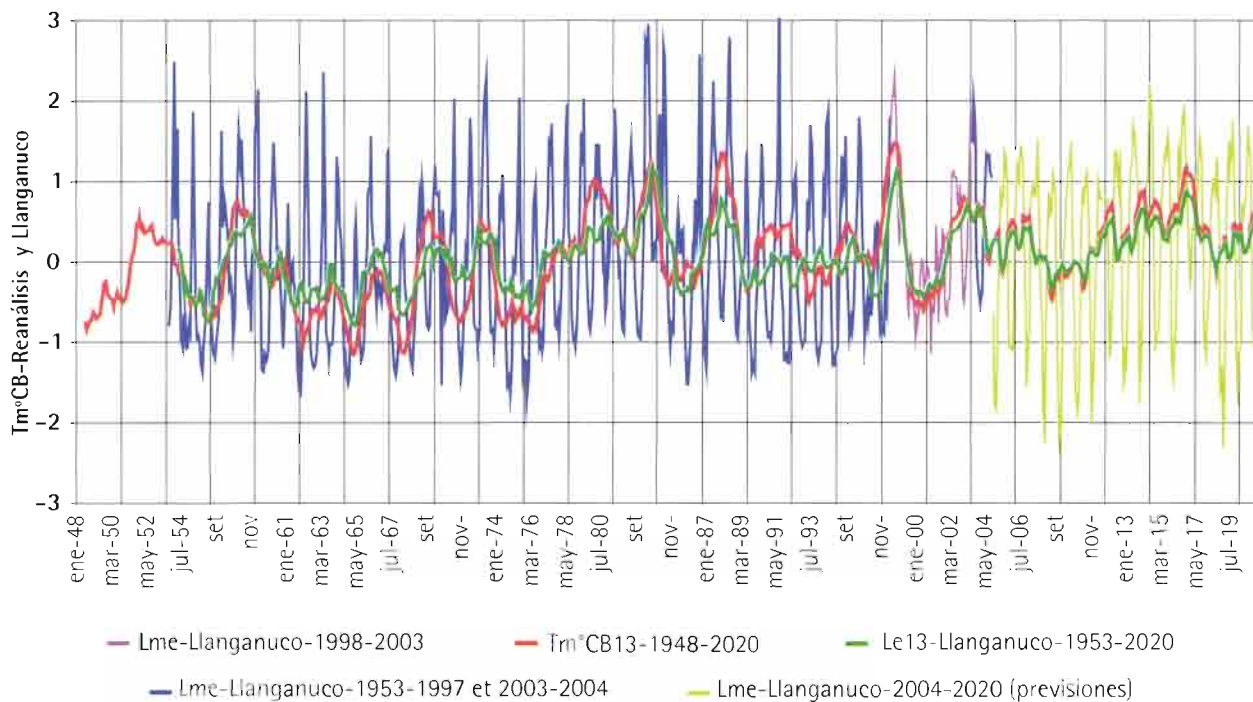
Para realizar pronósticos a plazos aún mayores (50 años, por ejemplo), es necesario tomar en cuenta la reducción progresiva de la superficie glaciar (Wagon y Vincent, 2003).

El modelo explicado en la Cuadro 6.1 (página siguiente) se utilizó para pronosticar la evolución de la lámina escurrida hasta el año 2300 en la cuenca de Llanganuco y en otras tres con cobertura glaciar diferente (Parón, Artesoncocha y Yanamarey). Los cálculos, realizados con fines demostrativos, fueron realizados suponiendo altas velocidades de calentamiento para el siglo XXI (2°C y 4°C). Los resultados se

ilustran en las Figuras 6.6 y 6.7, en la página 83. Se puede observar que se espera un leve incremento del recurso hídrico glaciar en todas estas cuencas durante los próximos 25-50 años, según su cobertura glaciar actual. Si el cambio climático continúa o se acelera, a este incremento le seguirá un dramático empobrecimiento del recurso hídrico que se producirá particularmente en época seca. El régimen hidrológico de cada cuenca se volverá cada vez más nívico-pluvial a medida que avance la desaparición de sus glaciares reguladores, empezando por los más pequeños y por los que nacen a más baja altura.

Figura 6.5

- Previsión a mediano plazo de los caudales del río Llanganuco -



Cuadro 6.1

- Principios del modelo de pronóstico de caudales -

En su configuración inicial, la cuenca tiene una superficie total S (en km^2), cuya parte glaciar (de superficie S_{gi}), presenta un régimen hidrológico estrictamente glaciar. La parte no glaciar (de superficie S_{pn}), representa un régimen nieve-pluvial. La lámina escurrida total L_c de la cuenca es la suma de las láminas escurridas de cada una de las dos subcuencas $L_c = L_{c, S_{pn}}/S + L_{c, S_{gi}}/S$ (Ferguson, 1985).

En la parte S_{pn} no glaciar, la lámina escurrida $L_{c, S_{pn}}$ depende de un coeficiente interanual medio de escurrimiento $k_{c, S_{pn}}$, que define la parte de la precipitación media interanual P en la cuenca que llega a su exutorio. En la parte S_{gi} glaciar, la lámina escurrida $L_{c, S_{gi}}$ es inicialmente igual a F_{gi} , fusión de un glaciar en las condiciones actuales.

En las condiciones del cambio climático actual, se supone que el funcionamiento hidrológico de la parte con régimen nieve-pluvial no se modifica, suponiendo las precipitaciones constantes en el futuro, ya que no existen aún previsiones confiables de su evolución (Garreaud & Aceituno, 2001). Por el contrario, el funcionamiento hidrológico de la parte con régimen glaciar se modifica drásticamente, primero por el aumento de la fusión y luego por la reducción progresiva de la superficie glaciar.

La correlación de los caudales glaciares con las temperaturas atmosféricas muestra que a lo largo del tiempo, la fusión de glaciares $F_{gi}(t)$ aumenta a partir del valor actual F_{gi} , proporcionalmente al incremento de la temperatura.

Sin entrar en detalles el modelo permite calcular la lámina L_c escurrida por la cuenca en función del tiempo t por la ecuación siguiente:

$$L_c = k_{c, S_{pn}}(S_{pn} + \beta S_{gi}t)P/S + F_{gi}\{1 + \alpha[Ti(1 + at)]\}(1 - \beta t)S_{gi}/S$$

Donde:

L_c	Lámina escurrida por toda la cuenca [ml]
$k_{c, S_{pn}}$	Coefficiente de escurrimiento de la parte no cubierta por glaciar
S_{pn}	Superficie actualmente no cubierta por glaciar (km^2)
t	Tiempo (año)
β	Coefficiente de reducción de superficie anual del glaciar (año ⁻¹)
S_{gi}	Superficie actualmente cubierta por glaciar (km^2)
P	Precipitación anual [m]
S	Superficie total de la cuenca (km^2)
F_{gi}	Parámetro actual de fusión del glaciar (7,43 m en la isoterma 0°C)
α	Incremento de la fusión por cada °C de incremento de temperatura [0,137 °C ⁻¹]
Ti	Temperatura inicial al nivel de 500hPa (-5,2°C en el año 2000)
a	Incremento por año de temperatura del escenario considerado / Ti



El gráfico incluido muestra un esquema de funcionamiento de una cuenca glaciar en el contexto de un calentamiento climático continuo

Figura 6.6

- Simulación de la evolución de la lámina escurrida en la cuenca de Llanganuco para tres escenarios de calentamiento -

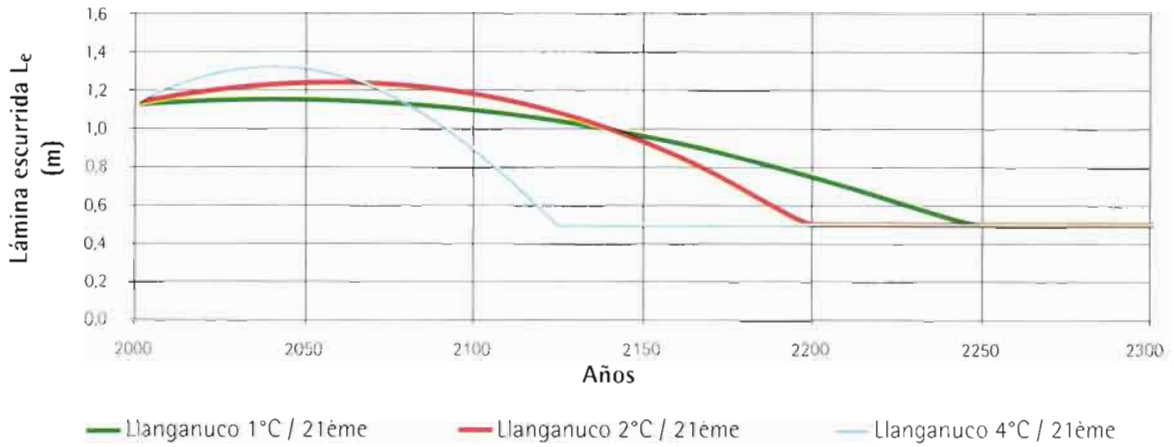
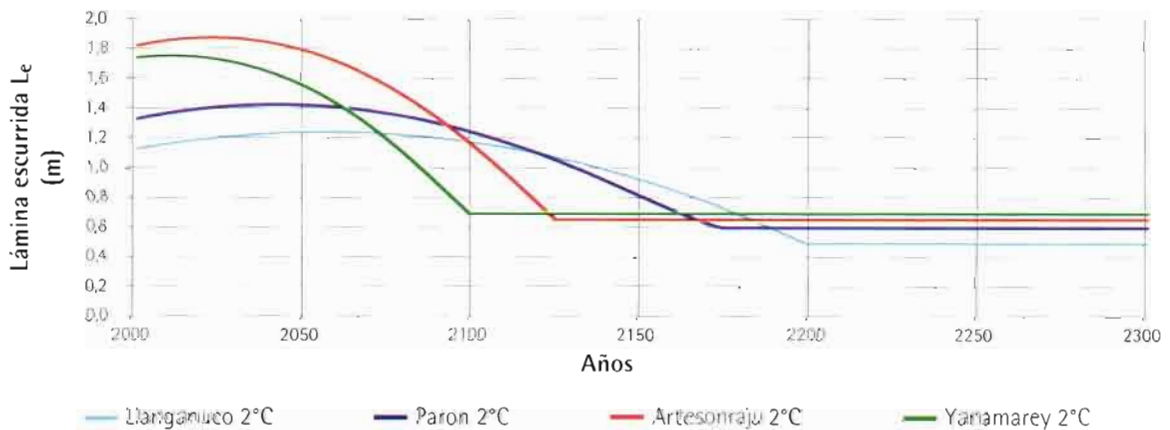


Figura 6.7

- Simulación de la evolución de la lámina escurrida en las cuencas de Llanganuco, Parón, Artesonraju y Yanamarey -





Sección 7

Retroceso glaciar e incremento del riesgo de catástrofes

En ciertos lugares²⁴, el retroceso de los glaciares ha ocasionado la formación de grandes lagos formados por materiales fácilmente erosionables. En regiones sísmicas como los Andes peruanos o los Himalayas, la probabilidad de que estos diques se quiebren es lo suficientemente alta como para que las lagunas constituyan una amenaza latente.

Por lo general, este tipo de catástrofes se produce como consecuencia del hundimiento de una sección de un glaciar o de la cara de una ladera rocosa en una laguna. Estos impactos producen grandes olas (de hasta 50 m de altura) que se propagan aguas abajo y causan el desbordamiento de otras

lagunas, produciendo devastación a su paso. Las mayores catástrofes ocurren durante la época de lluvias, cuando los lagos contienen más agua.

Desastres como los que se describen han sido frecuentes en el Perú, y en particular en la Cordillera Blanca, en donde han cobrado la vida de cerca de 10,000 personas desde 1725 (Lliboutry, Morales y Schneider, 1977; Ames y Francou, 1995).

Los Recuadros siguientes tienen como finalidad ilustrar sobre las manifestaciones más evidentes de las catástrofes originadas por el colapso de lagunas glaciares.

²⁴ Esta sección es un extracto del libro de Francou y Vincent (2007). Una gran parte de la información viene de Marco Zapata y Nelson Santillán (Unidad de Glaciología y recursos Hídricos del Instituto Nacional de Recursos Naturales - INRENA, Perú), así como de Bernard Pouyaud y de Robert Gallaire.

Recuadro 7.1

- Cordillera Blanca (Perú)-

En su mayoría, estos desastres se han producido por el desprendimiento de grandes bloques de hielo de glaciares que desembocan en una laguna. La más destructora se produjo en diciembre de 1941 en dos lagos que dominan la ciudad de Huaraz. Como resultado, la mitad de la ciudad fue arrasada y alrededor de 4,000 personas perdieron la vida.



Laguna Artwaycocha en 2005, con el riesgo de que el glaciar Pucahirca oeste se derrumbe



Laguna Artwaycocha en 2001, cubierta de icebergs después de un hundimiento del glaciar Pucajirca oeste



Aparición de nuevas lagunas con el retroceso de los glaciares en Cordillera Blanca: ejemplo del glaciar del Arzonraju en 2005

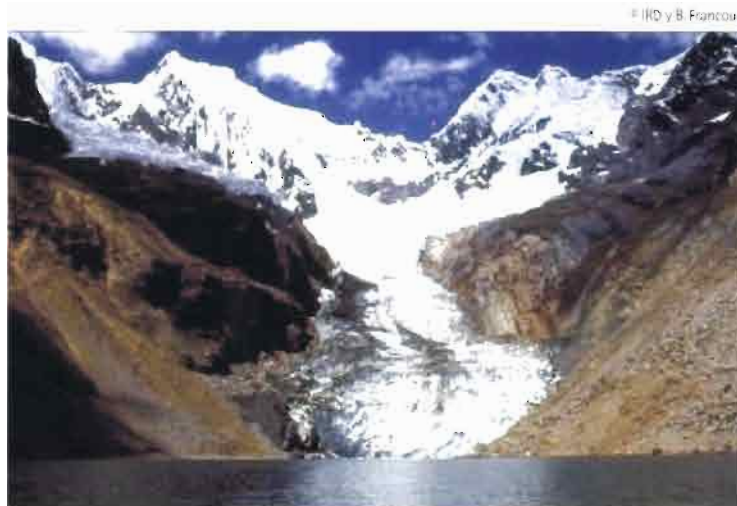
Recuadro 7.2

- Safuna Alta (Cordillera Blanca, parte noreste) -

La laguna de Safuna Alta, en el Perú, se sitúa en una región aislada del noreste de la Cordillera Blanca. Un glaciar desemboca a esta laguna por una pared de hielo de 40 m de altura.



Como consecuencia del retroceso de este glaciar, se formó una gran laguna alrededor de 1962. Esta laguna se convirtió inmediatamente en una potencial fuente de peligro, ya que su desbordamiento podría amenazar la central hidroeléctrica del Cañón del Pato, situada 40 km aguas abajo. Entre 1973 y 2001, el volumen de la laguna se multiplicó por diez, bajo el efecto de la aceleración del retroceso del glaciar.



Recuadro 7.2 continuación

- Safuna Alta (Cordillera Blanca, parte noreste) -

En abril de 2002 se produjo un gran desprendimiento de roca, estimado en 10 millones de metros cúbicos. La masa desmoronada cubrió la zona frontal del glaciar y la parte de la laguna, provocando olas que lograron pasar por encima del dique morrénico.

© IRD y B. Pouyaud



Safuna Alta después del desprendimiento

Se estima que como consecuencia, la laguna perdió entre 4 y 5 millones de m^3 . El desbordamiento de la laguna erosionó fuertemente el dique morrénico, pero el flujo de agua fue atenuado por la Laguna Safuna Baja, la cual pudo resistir sin romperse.

© IRD y B. Pouyaud



Safuna Baja y la morrena de Safuna Alta erosionada por el desbordamiento de la laguna

Recuadro 7.3

- Altar (Ecuador) -

Un evento similar se produjo en el año 2000 en el macizo volcánico El Altar, en el Ecuador, cuyo cráter está ocupado por la laguna Amarilla. El 13 de diciembre de 2000, entre 50,000 y 70,000 metros cúbicos de rocas se desprendieron de una pared volcánica circundante y cayeron a la laguna, provocando una ola de 50 m de alto.

IRID y B. Franco



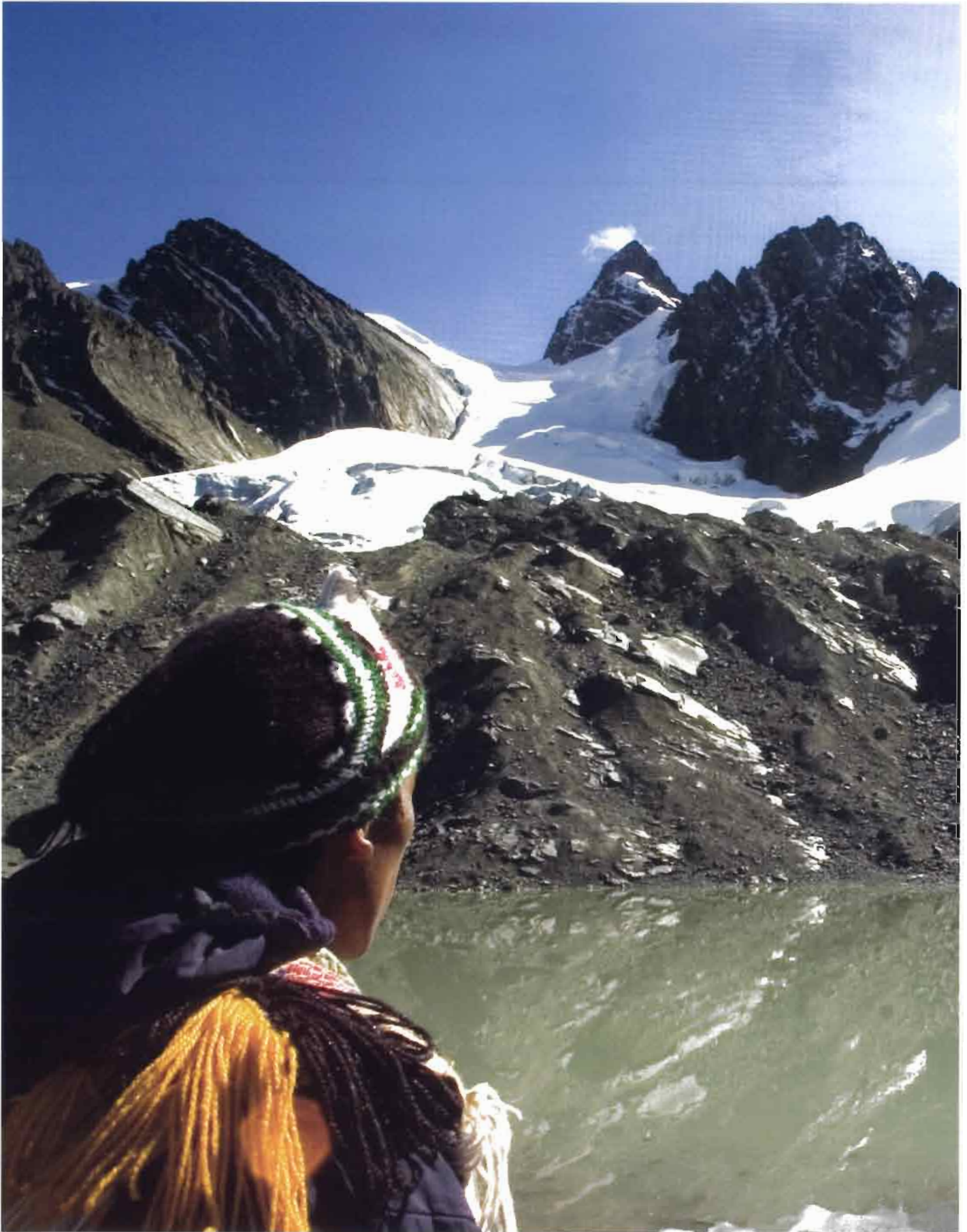
La foto muestra la planicie de Collanes y la morrena de la Pequeña Edad de Hielo del glaciar de la caldera del Altar cubierta de un bosque de Pofilepi, en 1999.

El flujo se extendió hacia una pequeña cuenca situada aguas abajo y se introdujo luego en el valle del río Collanes, provocando una crecida a lo largo de 100 km que dejó sin vida a una decena de personas y provocó cuantiosos daños materiales.

IRID y B. Franco



Diciembre 2001: la misma planicie cubierta de escombros con la morrena reventada por el flujo que se derramó de la laguna.



8. Conclusiones y perspectivas

El documento presenta los resultados de una serie de investigaciones que vienen realizándose en determinados glaciares tropicales andinos en las últimas décadas, aportando de este modo una visión general del estado del conocimiento sobre los glaciares y el cambio climático en la región. Cabe precisar que los resultados expuestos en esta síntesis han sido enfocados sobre la contribución del programa Great Ice, conformado por un grupo de investigadores del IRD y de varias contrapartes nacionales en los países andinos (Bolivia, Perú y Ecuador, principalmente). No pretenden, entonces, ser exhaustivos, e incluir todos los estudios realizados sobre el tema.

Además, las conclusiones a las que se arriba están en base a la comparación de estudios realizados en algunos lugares puntuales y en una escala temporal determinada, por lo que es indispensable ampliar esos estudios a otros glaciares del área andina y al mismo tiempo mantener el observatorio existente durante muchos años más, a fin de obtener datos más representativos y definitivos sobre la evolución de los glaciares de esta región andina.

Los glaciares tropicales presentan niveles poco extensos de glaciación (2,500 km²), albergando los Andes Centrales el 99% de los mismos y estando el 70% de su superficie en el Perú. A pesar de su modesta dimensión, su estudio despierta especial interés por varias razones:

- Son importantes indicadores del cambio climático, en especial aquellos situados por encima de los 4,000 msnm, en donde existen pocos sistemas instrumentales de mediciones.
- Juegan un importante rol en el manejo del recurso hídrico, abasteciendo de agua a regiones de lluvias escasas como el desierto del Perú.
- Actúan como reguladores del régimen hidrológico en casi todas las regiones andinas, especialmente en las sometidas a largas estaciones secas, pues la fusión del

glaciar en ausencia de lluvias permite contar con un caudal mínimo de agua en los ríos.

- Pueden ser directa o indirectamente, causa de catástrofes

Los estudios desarrollados sobre los Andes Centrales, muestran dos tendencias importantes en los últimos años:

a. Un retroceso acelerado de los glaciares

Todos los glaciares observados en los Andes Centrales han acelerado su retroceso en los últimos 25 años, siendo la pérdida en masa 25% mayor para los glaciares pequeños. Aquellos glaciares que no cuentan con grandes áreas por encima de los 5,000 msnm se encuentran en peligro de extinción en un futuro cercano. El caso del Glaciar Chacaltaya, La Paz, Bolivia es emblemático. Este ha retrocedido dramáticamente desde 1940 (en el 2005 presentaba el 5% de la superficie y el 0.6% del volumen estimado en 1940) y está condenado a desaparecer antes del año 2010.

b. El calentamiento de la atmósfera.

El aumento de la temperatura en los Andes Centrales ha sido significativo. Se ha observado un incremento de 0.15°C en promedio por década desde 1950, registrándose en las décadas más recientes, entre 1974 y 1998, incrementos decadales de doble magnitud (~+0.34°C).

Por otro lado, es importante recalcar que los cambios en el clima en los Andes tienen particularidades regionales, marcadas por su relación con los eventos ENSO (El Niño Southern Oscillation). Algunas de las conclusiones a las que se puede arribar son:

- La presencia del ENSO y su impacto sobre las precipitaciones hace difícil su modelación.
- Los eventos ENSO cálidos y fríos (los más intensos conocidos como el Niño y La Niña) son asociados a un aumento de entre 0.5 y 3°C en la temperatura atmosférica en los Andes.

- La contribución de los eventos ENSO tibios a la recesión de los glaciares tropicales en los Andes ha sido determinante. Algunos eventos fríos pueden por su parte, restaurar parte de la masa de hielo perdida, pero esto es posible solamente para glaciares con grandes áreas por encima de los 5,400 msnm. Los glaciares "pequeños" y ubicados a menos de 5,400 msnm no recuperan masa, sólo reducen su déficit.
- La variabilidad interanual de los escurrimientos provenientes de los glaciares depende fuertemente de la ocurrencia de eventos ENSO, los cuales aceleran el retroceso de los glaciares a través de un aumento de las temperaturas (en Bolivia, Perú y Ecuador) y de una disminución de las precipitaciones (en Bolivia y Perú).

En relación a los escenarios de cambio climático para el siglo XXI y su relación con el retroceso glaciar, los modelos de circulación general (bajo la hipótesis que las concentración de gases de efecto invernadero se duplicaría) prevén un aumento generalizado de la temperatura en los Andes Centrales, la cual sería más elevada por encima de los 4,000 msnm. Este aumento en la temperatura produciría un incremento temporal de los caudales de los ríos ubicados en las cuencas abastecidas por glaciares, seguido de una disminución drástica del volumen y regularidad de los recursos hídricos. El régimen hidrológico se volverá cada vez más niveo-pluvial a medida que avance la desaparición de sus glaciares reguladores, empezando por los más pequeños y por los que nacen a menor altura.

Si bien se han registrado importantes avances en el estudio de los glaciares y su relación con el cambio climático, es importante que estos se continúen y se amplíen a toda la región (glaciares de varios macizos). Sería muy interesante

realizar un esfuerzo por construir una Agenda de Investigación Científica de Cambio Climático para la Región Andina, que destaque sus prioridades de investigación como base para el desarrollo de políticas, herramientas de planificación y lineamientos para la inversión, que tomen en cuenta los posibles impactos del cambio climático. Esta Agenda se constituiría en una guía para la comunidad científica y podría servir de instrumento marco para focalizar y concentrar esfuerzos y recursos. Algunos de los temas que podrían priorizarse en dicha agenda son:

- Disponibilidad de los recursos hídricos en las cuencas glaciares, y sus impactos valorizados en la población, la generación de energía, producción agrícola y actividades productivas.
- Impacto del retroceso glaciar en la Amazonia
- Inventario de lagunas glaciares y determinación del riesgo que significan para las poblaciones aledañas y las actividades que se realizan en las inmediaciones
- Documentación de la evolución pasada de los glaciares, como marco de referencia para comparar las proyecciones sobre su evolución futura.
- Efecto del Océano Pacífico en los glaciares de la región y cómo éste se combina con la tendencia de calentamiento de la atmósfera.

Por último, un asunto básico y prioritario para las investigaciones y la gestión del cambio climático en la región es el fortalecimiento de la red de observación hidro-meteorológica de la Región Andina, con especial énfasis en las cuencas glaciares, que cuente con algunas estaciones de monitoreo por encima de los 5,000 msnm.

Glosario

Ablación: Proceso por el cual un glaciar pierde masa. Las pérdidas en superficie vienen de un aporte de energía desde la atmósfera. Una parte de la ablación, limitada en cantidad excepto en las regiones volcánicas, proviene del calor del suelo (flujo geotérmico) y de los esfuerzos mecánicos debidos a las deformaciones sufridas por el hielo. La zona de ablación, donde la ablación supera la acumulación durante el año, forma la parte baja del glaciar. Esta zona varía de un año a otro.

Acumulación: Proceso mediante el cual el glaciar acumula masa, esencialmente gracias a las precipitaciones sólidas recogidas en su superficie. La acumulación comprende también los aportes de la escarcha, del desplazamiento de la nieve por el viento, de las avalanchas y de las coladas proviniendo de las paredes empinadas. La zona de acumulación de un glaciar es la región donde el depósito resiste a la ablación, durante un año. La extensión de la zona de acumulación de un glaciar varía de un año a otro con el balance de masa.

Albedo: Viene del latín albedo que significa blancura. Designa el poder que tiene un cuerpo para reflejar la radiación que recibe. El albedo alcanza 1 cuando toda la radiación se refleja, ó 0 cuando toda la radiación se absorbe, como en el caso de un cuerpo negro perfecto. En la superficie de un glaciar, el albedo se sitúa a menudo entre 0.8 (aquel de la nieve fresca) y 0.4 (aquel del hielo que no ha sido cubierto de detritos minerales o orgánicos). El albedo juega un papel primordial en el balance de energía de un glaciar, y de manera más general en aquel de la Tierra.

Año hidrológico: Recorte del año en función de la distribución de las precipitaciones y del escurrimiento de los ríos. El año hidrológico empieza cuando las reservas de agua de una cuenca alcanzan su nivel mínimo. En las latitudes medias y altas (Alpes, Alaska), el año hidrológico en las cuencas con glaciares inicia cuando la acumulación promedio sobre dichos glaciares supera la ablación. Bajo el trópico y en las regiones donde las precipitaciones caen

durante el verano (Tien Shan, Tibet), el año hidrológico empieza mientras que la acumulación crece en la parte alta del glaciar y que la ablación crece también en la parte baja del glaciar. Bajo la línea ecuatorial (Ecuador), sin embargo, esta periodicidad puede ser poco acertada

Balance de energía: Este balance consiste en cuantificar todos los aportes y la pérdida de energía. Estos flujos pueden ser de origen radiativo (de ondas cortas y de ondas largas), de origen turbulente (ligada al movimiento de la atmósfera y del cambio de fase del agua) o de origen conductivo (condición del calor en el suelo). El balance de energía en la superficie incluye la fusión de la nieve o del hielo.

Balance de masa: Se define como la diferencia entre la acumulación (precipitaciones sólidas, escarchas, aportes del viento) y la ablación (fusión, sublimación, calving) a lo largo del tiempo, en general un año hidrológico. Se expresa en metros cúbicos, en toneladas de hielo o de equivalente agua estimando la densidad del material de la nieve, de la neviza o del hielo. El balance de masa durante un periodo puede ser positivo (ganancia de masa), negativo (pérdida de masa) o equilibrado.

Balance radiativo: Es la diferencia entre la radiación solar incidente y la radiación emitida por el suelo. Hacer el balance radiativo de un glaciar o del planeta consiste en cuantificar estos intercambios y su saldo.

Calving (vêlage en francés): pérdida de substancia de un glaciar llegando al mar o a un lago por liberación de icebergs. El calving puede tener alta influencia sobre el balance de masa del glaciar o su dinámica.

Flujo de calor latente: Flujo de energía asociado a los cambios de fase del agua (sólido, líquido, gaseoso). Esos cambios requieren una gran cantidad de energía: por ejemplo, 334,000 joules son necesarios para hacer derretir un kg de hielo, y 2,834,000 joules para hacer sublimar un kg de hielo (casi 8.5 veces más).

²⁵ Extractos de Francou y Vincent (2007)

Flujo de calor sensible: Transferencia de calor por convección entre la superficie y el aire. Este flujo está ligado a la turbulencia del aire (viento) y a su temperatura.

Flujos turbulentos: Los flujos de calor sensible y de calor latente son flujos no radiativos ligados a la turbulencia del aire, que son intercambiados entre la atmósfera y la superficie del suelo.

Frente (de un glaciar): Parte terminal de un glaciar, el cual sometido a avances o retrocesos según el balance de masa de superficie y el aporte de hielo proveniente de la parte alta. En los glaciares templados (hielo a temperatura de fusión), es frecuente que un torrente salga del frente, al contacto entre el hielo y el lecho rocoso. Gran parte de los residuos rocosos gruesos transportados por el glaciar y que no fueron recogidos por el torrente emisario son abandonados en el frente, formando morrenas frontales importantes cuando el frente permanece en el mismo lugar un buen tiempo.

Fusión (o derretimiento): Transformación del hielo o de la nieve en agua. Este proceso requiere de una energía de 334,000 Joules por kg. La fusión es el proceso de ablación dominante en los glaciares, principalmente cuando la atmósfera tiene una temperatura positiva, cuando está húmeda y la recorren vientos de baja intensidad.

Glaciar: Masa de hielo de amplitud hectométrica o mayor, permanente a escala humana, que se deforma bajo efecto de su propio peso. Esta masa se desplaza a una velocidad anual de orden métrico a kilométrico en superficie. Un glaciar puede, según el relieve, tomar una forma de cúpula (casquete glaciar), de abanico, con crestas rocosas en la cima (glaciar de circo), de bloque suspendido a una pared inclinada (glaciar suspendido) o de lengua muy alargada que serpentea al fondo de un valle (glaciar de valle). Estas formas pueden combinarse entre sí, por ejemplo en la parte alta puede haber un casquete cuyo hielo evacua hacia los bordes a través de lenguas individuales (glaciares exutorios o emisarios de casquetes). Los glaciares varían constantemente en superficie, volumen y velocidad, en respuesta a su balance de masa y a otros factores locales.

Isótopo: Átomos de un mismo elemento, cuyos núcleos son de masa diferente. Los isótopos estables son utilizados, a partir de su ratio con otros isótopos del mismo elemento, para reconstituir temperaturas o precipitaciones del pasado (ejemplo $18\text{O}/16\text{O}$ o ratio entre los isótopos 18 y 16 del oxígeno). Los isótopos radioactivos, a partir de la duración de desintegración, son utilizados como herramientas de datación (ejemplo: 14C o isótopo 14 del carbón).

Línea de equilibrio de un glaciar (en inglés equilibrium line): Línea que une los puntos de un glaciar donde el balance de masa es nulo, limitando así la zona de acumulación y la zona de ablación de un glaciar. La posición en altura de la línea (Equilibrium Line Altitude en inglés o abreviada ELA) está correlacionada negativamente con el balance de masa del glaciar.

Longitud de ondas de emisión de la radiación: La radiación emitida por el Sol (6,000 °K) y aquella emitida por la Tierra (255 °K) se reparten en diversas bandas de longitud de onda. La radiación del Sol se sitúa en el rango de los 0.2-0.4 μm (radiación ultravioleta), 0.4-0.8 μm (radiación visible) y 0.8-5 μm (próximo infrarrojo). La emisión de la Tierra se realiza esencialmente en infrarrojo (5-100 μm). El ultravioleta del Sol es detenido por el ozono estratosférico, pero su luz visible es muy poco filtrada por la atmósfera. Las radiaciones infrarrojas proviniendo de la superficie de la Tierra son detenidas por los gases con efecto invernadero, es decir el vapor de agua, el gas carbónico, el metano, el protóxido de nitrógeno, el ozono troposférico, etc.

Morrena (morrénico): Término que designa la masa detrítica transportada por el glaciar y depositada en los bordes y en el contacto del lecho rocoso. Las morrenas forman, en la superficie del glaciar, depósitos en bandas alargadas y continuas que se denominan, según su posición, morrenas medianas, laterales o frontales. En el hielo, son morrenas internas y bajo el hielo, morrenas de fondo. Pueden también tapizar de manera regular la superficie de un glaciar en su zona de ablación (morrenas de ablación); esto se produce de la manera más completa en los glaciares negros. Las

morrenas frontales y laterales sirven para reconstituir las superficies y eventualmente los volúmenes ocupados por los glaciares después de su retroceso.

Neviza: (*névé* en francés, *firn* en alemán y en inglés): La neviza puede definirse como el material cuya densidad está comprendida entre 0.55 g/cm³ y la densidad del hielo. Sin embargo, ciertos autores nombran neviza una nieve que tiene más de un año de edad. En una gama de densidad de 0.8-0.84 g/cm³, la neviza se transforma en hielo.

Sublimación: Pérdida de hielo en la fase de vapor. Este proceso requiere una gran cantidad de energía, equivalente a 2,834,000 Joules por kg, es decir aproximadamente 8.5 veces más que la fusión. La importancia de la sublimación es elevada en los medios donde la atmósfera es seca y ventosa. Interviene en la formación de los penitentes de nieve y de los penitentes de hielo.

Torrente (río) emisario: Torrente que sale del frente de un glaciar. En los glaciares templados (hielo con temperatura de fusión a nivel del lecho rocoso), el torrente es sub-glaciar y se escurre en la superficie del lecho rocoso, mientras que en los glaciares fríos (hielo con temperatura negativa a nivel del lecho rocoso), el torrente se escurre en la superficie o a escasa profundidad.

Trópico interno/Trópico externo: El Trópico interno incluye la zona ubicada a proximidad de la línea ecuatorial, caracterizada por una estacionalidad reducida en cuanto a la variación anual de la temperatura y de la distribución de las precipitaciones. En el Trópico externo, ubicado entre la línea tropical (23°) y más o menos los 10° de latitud, la estacionalidad es importante, basada sobretodo sobre la distribución anual de la precipitaciones y de la humedad atmosférica (temporada húmeda/seca).

Troposfera: Capa baja de la atmósfera que mide entre 7 km (cerca de los polos) y 15 km (cerca del ecuador). Su temperatura baja a medida que se asciende.

- Bibliografía -

- Aceituno, P., (1988): On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 505-524.
- Ames, A. y Francou, B. (1995): Cordillera Blanca, Perú. Glaciares en la Historia. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andine*, 24 (1), 37-64. *Arctic and Alpine Research*, 29, 4, 379-391.
- Arnaud Y., Muller F., Vuille M., y Ribstein P. (2001): El Niño Southern Oscillation (ENSO) influence on Sajama volcano snow cap from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography. *Journal of Geophysical Research*, 106(D16), 17773-17784.
- Berger, T., Mendoza, J., Francou, B., Rojas, F., Fuertes, R., Flores, M., Noriega, L., Ramallo C., Ramirez, E. y Baldivieso, H., (2005): Glaciares Zongo – Chacaltaya – Charquini Sur – Bolivia 16°S. Mediciones Glaciológicas, Hidrológicas y Meteorológicas, Año Hidrológico 2004-2005. Informe Great Ice, Bolivia, IRD-IHH-SENMAHI-COBEE : 171 p.
- Beschel, R. 1961. Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry). In Raasch G.O. (ed.), *Geology of the Arctic*. Toronto, University of Toronto Press, 1044-1062.
- Bonnaveira, H. (2004). "Etude des phénomènes de dépôt et post-dépôt de la neige andine sur un site tropical d'altitude (Illimani-Bolivie-6340m) en vue de l'interprétation d'une carotte de glace." Tesis doctoral, Université Joseph Fourier.
- Bradley R. S., Vuille M., Diaz H. y Vergara W. (2006): Threats to water supplies in the Tropical Andes. *Science* 312, 1755-1756.
- Brecher, H.H., y Thompson, L.G. (1993): Measurement of retreat of Qori glacier in the Tropical Andes by ground photogrammetry. *Photogrammetry Engineering and Remote Sensing* 59, 6 : 1017-1022
- Cadier E., Villacis M., Garcés A., Lhuissier P., Maisincho L., Laval R., Paredes D., Cacesres B. y Francou B. (2006): Melting modelling of a low latitude Andean glacier according to global and local climate variations: First results. AISH, Red book, en prensa.
- Cadier, E. y Pourrut, P. (1979) Inventaire et détermination des données nécessaires à l'utilisation rationnelle des ressources en eau dans le cadre d'une planification globale des ressources naturelles renouvelables. L'expérience de l'Equateur. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, Vol. XVI, n° 3 et 4, 171-211.
- Chepstow-Lusty, A., Frogley, M. R., Bauer, B. S., Bush, M. B., y Tupayachi Herrera A. (2003): A late Holocene record of arid events from the Cuzco region, Peru. *Journal of Quaternary Science*, 18, 6 491-502.

CONAM (Consejo Nacional del Ambiente) (2001): Comunicación nacional del Perú en la Convención de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. Lima, CONAM-GEF.

Condom T., Coudrain A., Sicart J.E., y Théry S. (2006): Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10°N-55°S). GPC, en prensa.

Cooley, D., Naveau, P., Jomelli, V., Rabatel, A., y Grancher, D. (2006). A bayesian Hierarchical Extreme Value Model for Lichenometry. *Environmetrics*, en prensa.

Correia, A., Freydier, R., Delmas, R. J., Simões, J. C., Taupin, J.-D., Dupré, B., y Artaxo, P. (2003): Trace elements in South America aerosol during 20th century inferred from a Nevado Illimani ice core, Eastern Bolivian Andes (6350m a.s.l.). *Atmospheric Chemistry and Physics* 3, 2143-2177.

Coudrain A., Francou B. y Kundzewicz Z. W. (2005): Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources. *HSJ – JSH* 50, 925-932.

De Angelis, M., Simões, J. C., Bonnaveira, H., Taupin, J. D., y Delmas, R. J. (2003). Volcanic eruptions recorded in the Illimani ice core (Bolivia): 1918-1998 and Tambora periods. *Atmospheric Chemistry and Physics* 3, 1725-1741.

Delclaux F., Coudrain A., Condom T. (2006): Evaporation estimation on Lake Titicaca : a synthesis review and modelling. *Hydrological Processes*. En prensa.

Dyrurgerov, M.B., y Meier, M.F., (1997): Mass balance of mountain and subpolar glaciers: A new global assessment for 1961-1990

Eddy, J.A. (1976). The Maunder Minimum. *Science* 192, 1189-1202.

Favier V., Coudrain A., Cadier E., Francou B., Ayabaca E., Maisincho L., Praderio E., Villacis M. y Wagnon P. (2006) Evidences of underground circulations on Antizana ice covered volcano, Ecuador.

Favier, V., Wagnon, P., Chazarin, J.-P., Maisincho, L. y Coudrain, A., (2004a): One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, D18105, doi:10.1029/2003JD004359.

Favier, V., Wagnon, P. y Ribstein, P., (2004b): Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, L16403, doi:10.1029/2004GL020654.

Fedorov, A.V. and S.G. Philander (2000): Is El Niño changing?, *Science*, 288, 1997-2002.

Ferguson, R. I. (1985): Runoff from glacierized mountains: a model for annual variation and its forecasting. *Water Resour. Res.* 21(5), 702-708.

Francou, B. (2004): Andes del Ecuador: los glaciares en la época de los viajeros (siglos XVIII a XX). In J.P. Deler & E. Mesclier (eds), *Los Andes el reto del espacio mundo andino homenaje a Olivier Dollfus*, Lima IFEA-IEP, 137-152.

- Francou, B., y Pizarro, L. (1985): El Niño y la sequía en los Altos Andes (Perú y Bolivia). *Bull. Assoc. Et. And.*, 14, 1-2: 1-18.
- Francou, B., y Pouyaud, B. (con la colaboración de 13 autores), 2004a: Método de observación de glaciares en los Andes Tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. GREAT ICE's document, <http://www.greatice.ird.fr/> 240 p.
- Francou, B., Vuille, M., Favier, V. y Cáceres, B. (2004b): New evidences of ENSO impacts on glaciers at low latitude: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'. *Journal of Geophysical Research*, 109, doi: 10.1029/2003JD004484.
- Francou, B., y Vincent, C. (2007). *Les glaciers vont-ils disparaître ? Les glaciers face au changement climatique*. IRD Editions et CNRS Editions.
- Francou, B., Ramirez, E., Cáceres, B. y Mendoza, J. (2000): Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century. Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. *Ambio*, 29, 7: 416-422.
- Francou, B., Ribstein, P., Tiriau, E. y Saravia, R. (1995): Monthly balance and water discharge on an inter tropical glacier. The Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *Journal of Glaciology*, vol. 42, N°137: 61-67.
- Francou, B., Ribstein, P., Wagnon, P., Ramirez, E. y Pouyaud, B. (2005): Glaciers of the Tropical Andes, indicators of the global climate variability. In *Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview*, U. Huber, K.M. Harald & M. A. Reasoner (eds), Springer.
- Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J. & Sicart, J.-E., (2003): Tropical climate change recorded by a glacier of the central Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *Journal of Geophysical Research*, 108, D5, 4154, doi: 10.1029/2002JD002959.
- Fu, Q., & Johanson, C. (2005): Satellite-derived vertical dependence of tropical tropospheric temperature trends. *Geophysical Research Letters*, 32, L10703, doi:10.1029/2004GL022266.
- Gaffen, D. J., Santer, B. D., Boyle, J. S., Christy, J. R., Graham, N. E., y Ross, R. J. (2000): 'Multidecadal Changes in the Vertical Temperature Structure of the Tropical Troposphere', *Science* 287, 1242-1245.
- García, M. y Francou, B. (2002). *The Hearth of the Andes*. Libri Mundi, Quito.
- Garreaud, R. y Aceituno, P. (2001) Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *J. Climate* 14, 2779-2789.
- Garreaud, R. y Battisti, D. (1999): Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *J. Climate* 12, 2113-2123.
- Georges, C. (2004): The 20th century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca (Peru). *Artic, Antarctic and Alpine Research* Vol. 36, No. 1, February 2004, (pp. 100-107).
- Ginot, P., Kull, C., Schotterer, U., Schwikowski, M., y Gäggeler, H. W. (2006): Glacier masse balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes). *Climate of the Past* 2, 21-30.

- Ginot, P., Schwikowski, M., Schotterer, U., Gäggeler, H. W., Gallaire, R., y Pouyaud, B. (2002): Potential for climate variability reconstruction from Andean glaciochemical records. *Annals of Glaciology* 35, 443-450.
- Grove, J.M. 1988. *The Little Ice Age*. London, Methuen.
- Hastenrath, S. & Ames, A. (1995): Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *J. Geophys. Res.* 100(D3), 5105-5112.
- Hock, R. & Holmgren, B. (2005): A distributed surface energy balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden. *J. Glaciol.* En prensa
- Hoffmann, G., Ramirez, E., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Delmas, R., Dürr, H., Gallaire, R., Simões, J., Schotterer, U., Stievenard, M., and Werner, M. (2003). Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophysical Research Letters* 30, 1179, doi:10.1029/2002GL014870.
- IPCC (2001): *Climate Change. Third assessment report*. Cambridge University Press
- Jomelli, V., Grancher, D., Naveau, P. y Cooley, D. (2006a): Assessment study of lichenometric methods for dating surface. *Geomorphology*, in press.
- Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein D. y Solomina, O. (2006b): Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications on LIA chronology. In revision.
- Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein D., Favier, V. y Francou, B. (2006c): Little Ice Age glacial extension in Ecuador from lichenometry and historical observations: the same pattern as in Bolivia and Peru?.
- Jordan, E. (1991): *Die Gletscher der Bolivianischen Anden*. Stuttgart, Franz Steiner Verlag.
- Jordan, E., Ungerechts, L., Cáceres, B., Peñafiel, A. y Francou, B., (2005): Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997. *Hydrological Sciences/Journal des Sciences Hydrologiques, IAHS*, 50, n°6: 949-961.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Leetnaa, A. y Reynolds, B. (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Met. Soc.* 77(3), 437-471.
- Kaser, G. (1999): A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global Planet. Change* 22, 93-103.
- Kaser, G., y Osmaston, H.A. (2002): *Tropical Glaciers*, Cambridge University Press, New York.
- Kaser, G. y Georges, C. (1997): Changes of the equilibrium line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930-50, and their spatial variations. *Annals of Glaciology*, 24, 344-348.
- Kaser, G. (2001): Glacier-climate interaction at low latitudes, *J. Glaciol.*, 47(157), 195-204.

- Kaser, G., Juen, I., Georges, C., Gomez, J. y Tamayo, W. (2003): The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Perú. *J. Hydrol.* 282, 130-144.
- Kinzl, H. (1969): La glaciación actual y pleistocénica en los Andes centrales. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 89, 89-100.
- Knüsel, S., Ginot, P., Schotterer, U., Schwikowski, M., Gaeggeler, H. W., Francou, B., Simões, J. C., Petit, J. R., y Taupin, J. D. (2003): Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolivia. *Journal of Geophysical Research* 108, 4181.
- Kuhn, M., (1981): Climate and glaciers, International Association of Hydrological Sciences Publ. 131, (Symposium at Canberra 1979 – Sea level, Ice and Climatic Change) 3-20.
- La Condamine, C. (1751): *Journal du voyage fait par ordre du roi à l'Equateur servant d'introduction historique à la mesure des trois premiers degrés du Méridien*. Imprimerie Royale, Paris, 266p.
- Le Roy Ladurie, E. (2004): *Histoire humaine et comparée du climat. Canicules et glaciers 13e-18e siècles*. Fayard, Paris.
- Liu, K., Reese, C.A. y Thompson, L.G. (2005): Ice core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 years. *Quaternary Research*, 64, 272-278.
- Lliboutry, L., Morales Arnao, B. & Schneider, B. (1977): Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. III. Study of moraines and mass balances at Safuna. *J. Glaciol.* 18, 275-290.
- Luckman, B.H. (2000): The Little Ice Age in the Canadian Rockies. *Geomorphology*, 32, 357-384.
- Luckman, B.H., Villalba, R. (2001): Assessing the Synchronicity of Glacier Fluctuations in the Western Cordillera of the Americas during the Last Millennium. In Markgraf, V. (ed.), *Inter-Hemispheric Climate Linkages*, Academic Press, San Diego, 119-140.
- Matthes, F.E. (1939): Report of the committee on glaciers. *Transaction American Geophysical Union*, 20, 518-523.
- Matthews, J.A., Briffa, K.R. (2005): The Little Ice Age: reevaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler*, 87A, 1, 17-36.
- Meyer, H. (1907): *In den Hoch-Anden von Ecuador*. Dietrich Reimer-Ernst Vohsen, Berlin, 522p.
- Naveau, P., Jomelli, V., Cooley, D., Grancher, D. y Rabatel, A. (2006): Modeling uncertainties in lichenometry studies with an application: The Tropical Andes (Charquini Glacier in Bolivia). *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, in press.
- Nesje, A., Dahl, S.O. (2000): *Glaciers and environmental change*. Arnold, London.
- Nesje, A., Dahl, S.O. (2003): The Little Ice Age, only temperature? *The Holocene*, 13, 139-145.
- Oke, T. R. (1987): *Boundary Layer Climates*, 2nd ed., 435 p., Routledge, New York.

- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Bezada, M., Rull, V. y Bradley, R.S. (2006): Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103, 24, 8937-8942.
- Pouyaud, B., Vignon, F., Yerren, J., Suarez, W., Vegas, F., Zapata, M., Gomez, J., Tamayo, W. y Rodriguez, A. (2003): Glaciers et ressources en eau dans le bassin du rio Santa. IRD-SENAMHI-INRENA : <http://www.mpl.ird.fr/hydrologie/greatice/>
- Pouyaud, B., Zapata, M., Yerren, J., Gomez, J., Rosas, G., Suarez, W., & Ribstein, P. (2005). Avenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche. *Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques* 50, 999-1021.
- Quintana-Gomez, R. A. (1999): Trends of Maximum and Minimum Temperatures in Northern South America, *Journal of Climate* 12, 2104-2112.
- Rabatel A. (2005): Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie (16°S) depuis le Maximum du Petit Age Glaciaire (XVIIe siècle). Tesis doctoral, Université Joseph Fourier-Grenoble 1: 195 p.
- Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V. y Naveau, P. (2006): The Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) from dating moraines by lichenometry: implication for a climate reconstruction.
- Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B., y Grancher, D. (2005): Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *C. R. Geoscience* 337, 1311-1322.
- Rabatel, A., Machaca, A., Francou, B., y Jomelli, V. (2006): Glacier recession on glacier Charquini (16°S), Bolivia, since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *Journal of Glaciology* 52, 110-118.
- Racoviteanu A., Manley W. F., Arnaud Y. y Williams M. W. (2006): Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: an example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. *GPC*.
- Ramirez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloîtres, M., Guérin, R., Mendoza, J., Gallaire, R., Pouyaud, B., y Jordan, E. (2001): Small glaciers disappearing in the tropical Andes. A case study in Bolivia : Glacier Chacaltaya (16°S). *Journal of Glaciology*, 47, 157: 187-194
- Ramirez, E., Hoffmann, G., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F. A., Landais, A., Petit, J. R., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simões, J. C., y Stievenard, M. (2003): A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 337-350.
- Ramirez, E., Hoffmann, G., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F. A., Landais, A., Petit, J. R., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simões, J. C., y Stievenard, M. (2003): A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 337-350.
- Reiss, W. (1873): Alturas tomadas en la República del Ecuador en los años de 1872 y 1873, Quito.
- Ribstein, P., Francou, B., Tiriau, E. & Saravia, R. (1995): Tropical climate and glacier hydrology. A case study in Bolivia. *J. Hydrol.* 165, 221-234.

Ribstein, P., Pouyaud, B., Sicart, J.E., Wagnon, P., Ramirez, E. y Francou B., (1999): Variabilité climatique et fonctionnement hydrologique d'un glacier tropical. Comité National Français de Géodésie et Géophysique. Rapport Quadriennal, Section 6, XXIIe Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale, Birmingham, 18-30 juillet 1999 : 279-287

Rind, D., Shindell, D., Perlwitz, J., Lerner, J., Lonergan, P., Lean, J., y McLinden, C. (2004): The relative importance of solar and anthropogenic forcing of climate change between the Maunder minimum and the present. *Journal of Climate* 17, 906-929.

Rosenblüth, B., Fuenzalida, H. A., y Aceituno, P. (1997): Recent Temperature Variations in Southern South America, *International Journal of Climatology*, 17, 67-85.

Schotterer, U., Grosjean, M., Stichler, W., Ginot, P., Kull, C., Bonnaveira, H., Francou, B., Gäggeler, H. W., Gallaire, R., Hoffmann, G., Pouyaud, B., Ramirez, E., Schwikowski, M., y Taupin, J. D. (2003): Glaciers and climate in the Andes between the Equator and 30°S: What is recorded under extreme environmental conditions? *Climatic Change* 59, 157-175.

Sicart, J. E., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B. & Condom, T. (2005): Hydrological and glaciological mass balances of a tropical glacier: Zongo, Bolivia. *Global Planet. Change*. En prensa.

Sicart, J. E., Ribstein, P., Wagnon, P. y Brinstein, D. (2002) Clear sky albedo measurements on a sloping glacier surface. A case study in the Bolivian Andes. *J. Geophys. Res.* 106(D23), 31729-31737.

Sicart, J.E., Ribstein, P., Francou B. y R. Gallaire (2003): Etude des précipitations et de la fonte sur un glacier tropical: le glacier du Zongo, Bolivie, 16°S, *Hydrol. Sciences J.*, 48(5), 799-808.

Sicart, J.E., Wagnon P. and Ribstein P. (2005): Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia), *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, D12106, doi:10.1029/2004JD005732,.

Sievers, W. (1914): *Reisen im Peru und Ecuador*. Leipzig.

Suarez, W. (2003): Bilan hydrique d'un système lacustre de haute montagne: le bassin Parón (Cordillère Blanche, Pérou). Rapport de DEA. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France.

Thompson, L. G., Davis, M. E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., Henderson, K. A., Zagorodnov, V. S., Lin, P.-N., Mikhailenko, V. N., Campen, R. K., Bolzan, J. F., Cole-Dai, J., y Francou, B. (1998): A 25000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science* 282, 1858-1864.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Bolzan, J. F., y Koci, B. R. (1985): A 1500-Year Record of tropical precipitation in ice core from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science* 229, 971-973.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Brecher, H. H., Davis, M. E., Leon, B., Les, D., Ping-Nan, L., Mashiotta, T. A., and Mountain, K. R. (2006). Abrupt tropical climate change: Past and present. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103, 10536-10543.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W., and Grootes, P. M. (1986): The little ice age as recorded in the Stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science* 234, 361-364.

- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Lin, P.-N., Henderson, K. A., Cole-Dai, J., Bolsan, J. F., and Lui, K.-B. (1995): Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science* 269, 46-50.
- Trenberth, K. E. and T. J. Hoar (1996): The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: longest on record. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 57-60.
- Vergara W., Deeb A., Valencia A., Bradley, R., Francou B., Zarzar A., Grünwaldt A. y Haeussling S. (2006): The economic impact of rapid glacier retreat in the Andes.
- Vignon, F. (2002) Glaciares y recursos hídricos en el valle alto del río Santa. DED Report, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Vimeux, F., Gallaire, R., Bony, S., Hoffmann, G., y Chiang, J. C. H. (2005): What are the climate controls on dD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 205-220.
- Vincent C. (2002): Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *J. Geophys. Res.* 107(D19) 4375-4388
- Vuille, M., Bradley, R. y Keimig, F. (2000a): Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, No D10: 12 447-12 460.
- Vuille, M., Bradley, R. y Keimig, F. (2000b): Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 13, 2520-2535.
- Vuille, M., y Bradley, R., (2000): Mean temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophysical Research Letters*, vol. 27, No 23: 3885-3888.
- Vuille, M., (1999). Atmospheric circulation over the Bolivian altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation, *Int. J. Climatol.*, 19, 1579-1600
- Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M. y Keimig, F. (2003): 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Climate Change* 59(1/2), 75-99.
- Wagon P., J.E. Sicart, E. Berthier y J.P. Chazarin (2003), Wintertime high altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level (a.s.l.), *J. Geophys. Res.*, 108 (D6), ACL 4.1-4.14.
- Wagon, P. y Vincent, C. (2003): Climate change as recorded by glaciers. *IGBP Global Change Newslett.* 56:13-16.
- Wagon, P., Ribstein, P., Francou, B. y Pouyau, B. (1999): Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, 104, D4: 3907-3924
- Wagon, P., Ribstein, P., Francou, B. y Sicart, J.-E. (2001): Anomalous heat and mass budget of Zongo Glacier, Bolivia, during the 1997-98 El Niño year. *Journal of Glaciology*, vol. 47, n°156: 21-28.

the 1990s, the number of people in the UK who are aged 65 and over has increased from 10.5 million to 13.5 million, and the number of people aged 75 and over has increased from 5.5 million to 7.5 million (Office for National Statistics 2000).

There is a growing awareness of the need to address the needs of older people, and the need to ensure that they are able to live independently in their own homes for as long as possible. This has led to a number of initiatives, including the development of new services and the expansion of existing ones.

One of the key areas of concern is the need to ensure that older people have access to the services and support that they need. This includes access to housing, health care, social care, and other services. It also includes access to information and advice, and to the opportunities that are available to them.


There are a number of factors that can affect an older person's ability to live independently. These include physical health, mental health, social support, and financial resources. It is important to consider all of these factors when developing services and support for older people.

One of the key challenges is to ensure that services are accessible to older people. This includes ensuring that services are available in a location that is easy to reach, and that they are provided in a way that is easy to use. It also includes ensuring that services are provided in a way that is respectful of older people's dignity and autonomy.

Another key challenge is to ensure that services are tailored to the needs of older people. This includes ensuring that services are designed to meet the specific needs of older people, and that they are provided in a way that is appropriate to their needs. It also includes ensuring that services are provided in a way that is flexible and responsive to changes in need.

There are a number of ways in which services can be tailored to the needs of older people. These include providing services in a way that is easy to use, providing services in a way that is respectful of older people's dignity and autonomy, and providing services in a way that is flexible and responsive to changes in need.

It is important to consider all of these factors when developing services and support for older people. This will help to ensure that older people are able to live independently in their own homes for as long as possible, and that they are able to enjoy a good quality of life.



IS IT THE END OF SNOWY HEIGHTS?

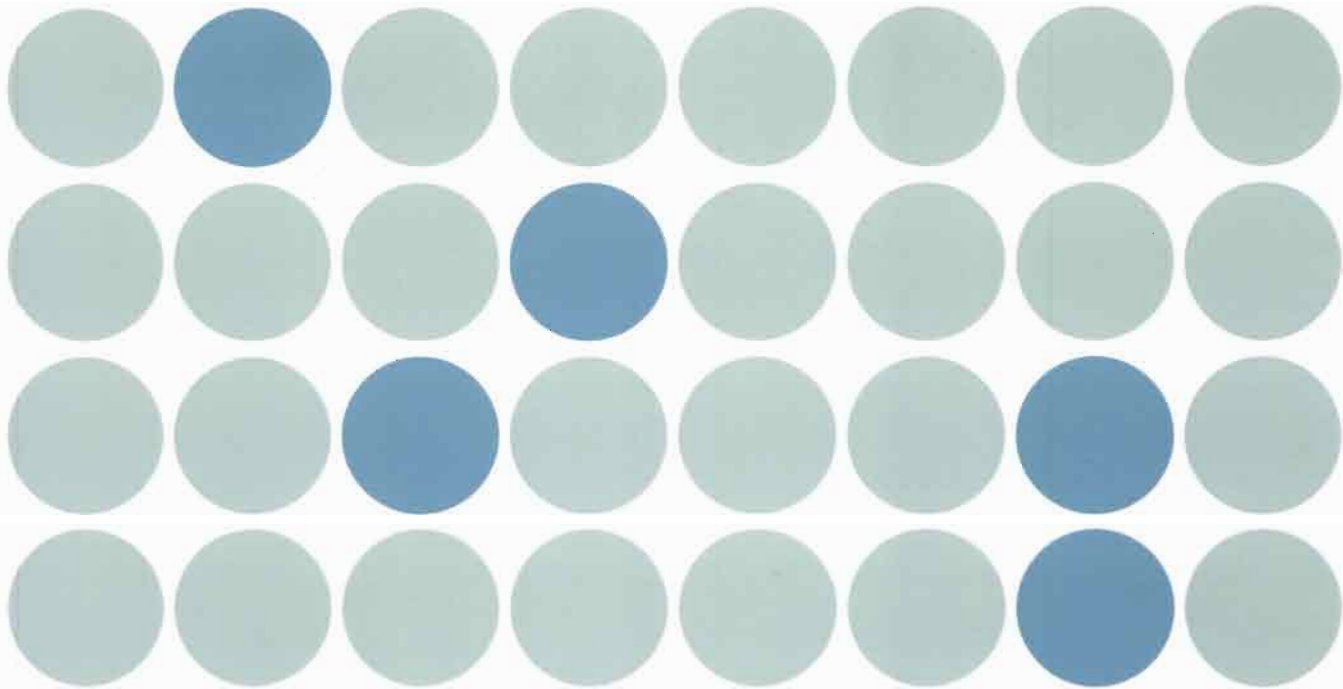
Glaciers and Climate Change in the Andean Community

COMUNIDAD
ANDINA
SECRETARIA GENERAL

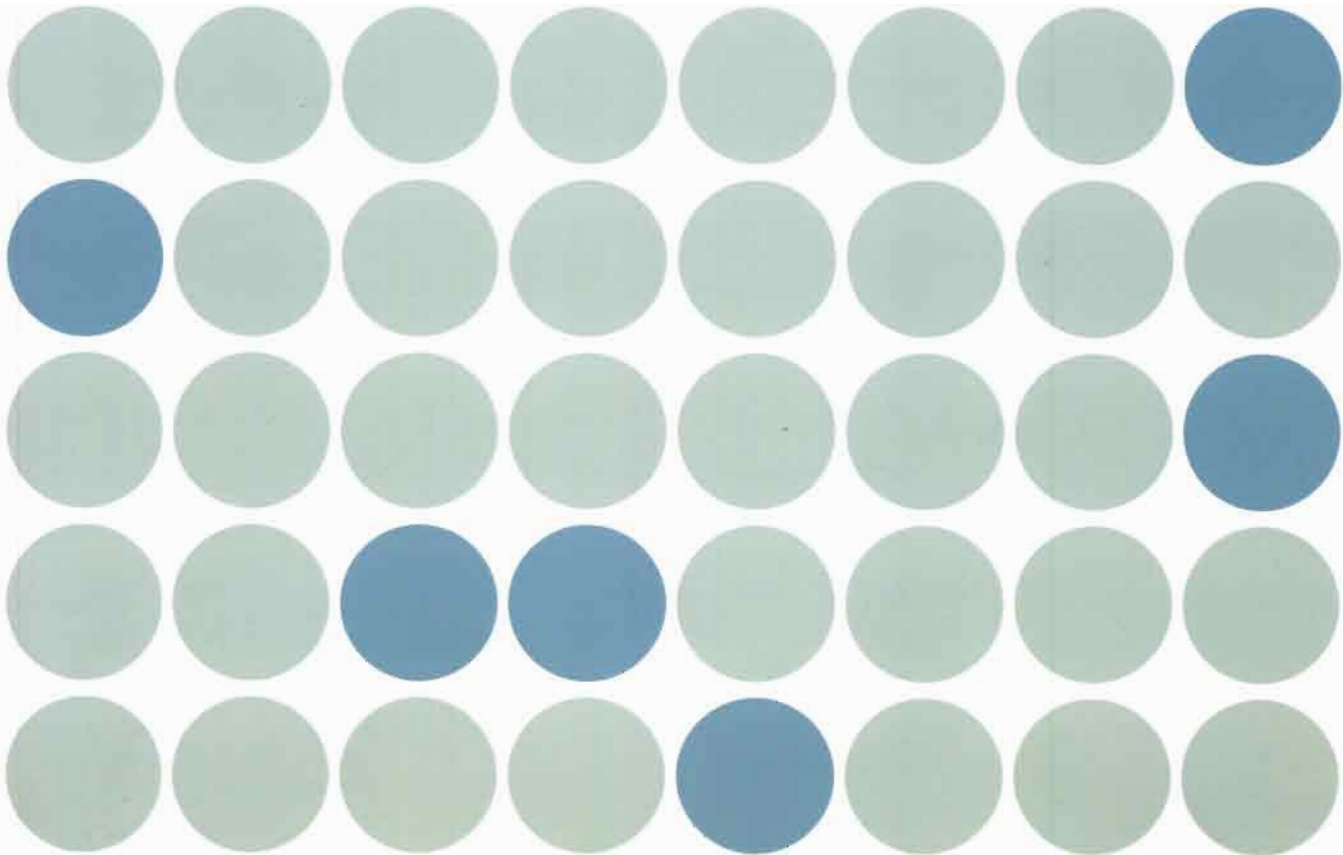
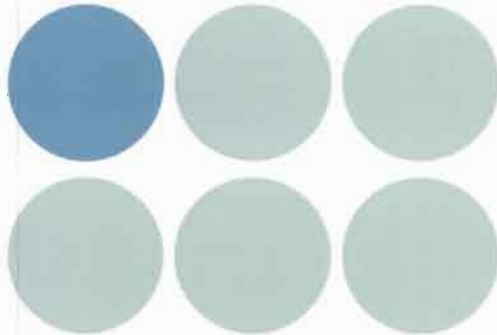


IRD
Institut de recherche
pour le développement





**IS IT THE END
OF SNOWY HEIGHTS?
Glaciers and
Climate Change in the
Andean Community**



Published by the General Secretariat of the Andean Community, the French Institute of Research for Development, the United Nations Environmental Programme (Regional Office for Latin America and the Caribbean), and the Spanish International Cooperation Agency.

Intellectual Property Rights © 2007, General Secretariat of the Andean Community, United Nations Programme for the Environment and Spanish International Cooperation Agency.

Full, partial or other reproduction of this publication for educational or non-for-profit purposes is authorized without any other special permission from the copyright holder, provided that reference is made to the source.

The General Secretariat of the Andean Community, the United Nations Environmental Programme, and the Spanish International Cooperation Agency will appreciate receiving a copy of any text based on this publication.

The use of this publication for sale or other commercial uses is not authorized.

DISCLAIMER

Produced by the Great Ice team from the French Institute of Research for Development (IRD) in coordination with the General Secretariat of the Andean Community and the United Nations Environmental Programme (Regional Office for Latin America and the Caribbean).

For additional information and details on how to obtain copies of this publication, please contact us:

Comunidad Andina
Secretaría General
Paseo de la República 3895, Lima 27, Peru
Telephone: (51 1) 411-1400 / Fax: (51 1) 221-3329
www.comunidadandina.org
Casilla Postal: 18-1177
Lima 18 – Peru

Printed by Typographics E.I.R.L.

Graphic design, technical edition, style correction, translation and publishing coordination by:
Libélula Comunicación, Ambiente y Desarrollo S.A.C.

Photographs:

© IRD-Bernard Francou (pages 15, 18 and 30), © Paolo López (page 90) and © Heinz Plenge (pages 42, 56, 64, 74 and 85)

Legal Deposit N° 2007 - 09922 made in the National Library of Peru

ISBN 978-9972-787-28-7

- Foreword -

The Andean Community countries concentrate 95% of tropical glaciers worldwide, which currently cover an approximate extent of 2,500 km². 71% of these glaciers are located in Peru, 22% in Bolivia, 4% in Ecuador and 3% in Colombia. All of them show a noticeable retreat due to global warming.

Since many rivers from the subregion originate from glaciers, the accelerated melting impacts water supply for agricultural use, human consumption, industrial use, and power generation in several main cities. It also increases the risk of climate hazards, the exposure of the population to avalanches and to glacial lagoons overflow. Moreover, it affects the natural scenic beauty and, consequently, tourism.

Andean tropical glaciers have substantial economic, social, and environmental importance. Their melt waters contribute to the drinking and industrial water supply of the main capital cities (La Paz, Quito, Lima) and other large Andean cities. They provide a large part of the power used by Andean Community countries, since about 60% of the installed power capacity and 70% of the power generation in the Andean Community is hydroelectric and therefore, renewable. Irrigation water, essential for the particularly arid Pacific basin, is primarily of glacial origin. In addition, glaciers play the role of gigantic reservoirs, responsible for the intra-annual and inter-annual climate variability.

Aware of the change that is taking place, and of the adjustment measures that need to be adopted before it is too late, the General Secretariat of the Andean Community (SGCAN) and the United Nations Environmental Programme (UNEP) jointly decided, in coordination with the Great Ice Program of the French Institute of Research for Development (IRD) and its Andean counterparts, to draft a document that should be accessible to a non-specialized audience and summarize the highlights of the knowledge about glaciers in the Tropical Andes, based on the compiled data gathered about them, their past and current evolution, and their relation with the climate change experienced at high altitudes in these zones.

The aim of this publication is not to cover the whole subject or provide all of the studies conducted on the matter, but to present the results of the glacier observation network of the Great Ice team and its counterparts in the Andean Community countries, who have provided substantial insight on the dynamic of tropical glaciers, the physical processes responsible for ablation on their surface, the impact of regional climate variability on their evolution, and the effect on water resources associated to their evolution in the high Andes.

Ultimately, the intent of the publication is to propose a reflection on the following two questions: (1) what kind of glaciers will exist in the tropical Andes in the next decades? (2) what will happen with the waters originating from high-mountain basins when the size of glaciers has reduced or glaciers have vanished?

"The end of snowy heights? – *Glaciers and Climate Change in the Andean Community*" was possible thanks to the Environmental and Sustainable Development Programme Team of the General Secretariat of the Andean Community, the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) of France, through its Great Ice Program (Glaciers et Ressources en Eau d'Altitude: Indicateurs Climatiques et Environnementaux), and to all the institutional partners of this program in the Andean Community countries, IHH, SENAMHI (Bolivia), INRENA, SENAMHI (Peru), INAMHI, EMAAP-Q (Ecuador) and the Spanish International Cooperation Agency (AECI).

We also want to thank to the United Nations Environmental Programme / Regional Office for Latin America and the Caribbean (UNEP/ROLAC) and the National Climate Change Offices from the Environmental Authorities of CAN countries for the support for this publication.

- Contents -

Foreword	5
Acknowledgements	8

Executive Summary	9
-------------------	---

1. Glacier retreat and climate change in the Central Andes

1.1 Current glaciation in the tropics: Importance of the Central Andes	19
1.2 Recent trends in the Central Andes	23
1.2.1. Accelerated glacier retreat	23
1.2.2 Atmospheric warming	23
1.3 Projections for the 21st century	29

2. Glaciers: how and where to study them?

2.1 Glaciers and their study	31
2.2 Geometric variations	32
2.3 Mass balance	33
2.4 Ablation as a consequence of the energy balance	37
2.5 Hydrological balance in glacial basins	37
2.6 The glacier observation system in the Central Andes	39

3. Glacier retreat in the context of regional climate change

3.1 A clear acceleration of glacier retreat since the 1970s	43
3.2 Variability of mass balance since the beginning of the 1990s	47
3.2.1 "Small" and "large" glaciers	47
3.2.2 Comparison between the ablation rates and seasonality rates in Bolivia and Ecuador	47
3.2.3 Mass balance and surface temperature of the equatorial Pacific: influence of ENSO	51
3.3 Is the glacier retreat in the Andes exceptional?	54
3.4 Conclusions on the relation between glacier retreat and regional climate change	55

4. Glacial fluctuations in the Central Andes during the last millennium	57
4.1 What is the importance of studying the Little Ice Age?	57
4.2 Regional history of glacial fluctuations	58
4.2.1 Maximum extension of the LIA in the Central Andes	58
4.2.2 Glacier retreat between the 17th and 20th centuries	59
4.2.3 Compared evolution of glaciers during the LIA	61
4.3 Climate conditions that may explain the evolution of tropical glaciers during the LIA	62
5. Mass balance versus climate: accumulation and ablation	65
5.1 Net accumulation variability	65
5.2 Physical processes that lead to ablation	67
5.3 Surface Energy Balance (SEB) in the Zongo and Antizana 15 glaciers	69
5.4 Mass balance variability in Bolivia and Ecuador in terms of energy flows	70
5.5 Tropical glaciers, sea temperatura and ENSO events	73
6. The impact of glacier retreat on water resources	75
6.1 Glacier runoff variability	75
6.1.1 Runoff, precipitation and variability	75
6.1.2 Interannual runoff variability and ENSO events	78
6.2 Impact of glaciers in high mountain basins	80
6.2.1 Water and glacier coverage rates	80
6.2.2 Glacier water resource projections: the case of Cordillera Blanca	80
7. Glacier retreat and increase of diseaster risk	85
Cordillera Blanca (Perú)	63
Altar (Ecuador)	65
Safuna Alta (Perú)	66
8. Conclusions and perspectives	91
<hr/>	
Glossary	93
References	96

EXECUTIVE SUMMARY

Executive Summary

The end of snowy heights? – *Glaciers and Climate Change in the Andean Community* presents the findings of a series of research efforts conducted in the tropical Andean glaciers of Bolivia, Ecuador and Peru over the past decades, thereby providing an overall vision of the level of knowledge existing about glaciers and climate changes within the region.

The topics covered by these research efforts are diverse, ranging from the general description of a glacier, the methodologies to estimate its retreat, the correlation between the climate variables and other weather phenomena, to the description of the disasters that have occurred in the region due to the presence of glacial lagoons.

Section 1

“Glacier retreat and climate change in the Central Andes”, presents specific features of tropical glaciers, trends observed in the Central Andes over the past few decades (accelerated glacier retreat and atmospheric warming), as well as a few projections on the future evolution of temperature in the Andes atmosphere. The main ideas outlined in the section are:

- The current area of glaciers in the tropic is small (2,500 km²), 99% of this glaciers are located in the Andean region. Their study is interesting for several reasons: Andean glaciers play an important role in the management of water resources, they are water suppliers for dry regions; they also act as regulators of the hydrological system in almost all of the andean areas and can be the direct or indirect cause for disasters.
- Several measurements evidence an increase in the temperature of the Tropical Andes, a phenomenon which would have accelerated from the second half of the 1970's.

- The soil temperature shows an average increase of 0.15°C per decade since 1950. Between 1974 and 1998 such increase ranged from 0.32 to 0.34°C. Precipitation seems to have increased in Northern Peru, whereas in the southern area of the country and in the North of Bolivia, the precipitation level would have decreased. On the other hand, during the dry season, precipitation would have increased in the Peruvian Altiplano and in the North of Bolivia.
- Furthermore, several estimations project an increase in temperature in the Central Andes, above 4,000 masl. Under these conditions, only the highest peaks (above 5,500 masl) of the Central Andes would be covered by glaciers by the end of the 21st Century.

Section 2

“Glaciers: how and where to study them?” provides a few basic definitions of glaciers, a description of the methodologies used to study them and the description of the glacier observation network existing for the Andean Region. In addition, it describes how glaciers are observed from several angles and how, as objects sensitive to climate changes, they can be used as indicators of the changes in climate.

A glacier is defined as a mass of ice that accumulates and transforms snow into ice and reinstates it in the form of vapor or liquid. The ratio between mass loss and gain is known as mass balance. The mass balance is the most important basic information for the study of glaciers.

Two of the main variables measured in a mass balance are the net accumulation (of the amount of snow and ice building up throughout a hydrological year) and the ablation (the sum of the melting and sublimation of the glacier).

In the lower part of the glaciers, the “ablation area”, ice is subjected to intense melting. Melting makes the ice disappear on the front end of the glacier. This transfer process is controlled by the mass balance and the topographical characteristics of the glacier.

The response of a glacier to a change in mass balance is variable, depending on its size, thickness, geometry of the bed rock, average gradient, amount of water existing between the ice and the bed, and the temperature of the ice in the bed. The movement of the front end of a glacier during a specific year depends both on the mass balance in the ablation area during that same year, and on the deficit accumulated over the surface of the glacier during the previous ten years.

In the case of small glaciers (below 1 km²), the extent of the accumulation and melting areas vary with each year and therefore it is possible that, for a certain number of years, the whole surface of the glacier may become an ablation or accumulation area. On the other hand, the largest glaciers can take from five to ten years to respond to environmental changes.

Lastly, the Andean area observation integrated observation network began its development in the nineties, through several stages. It started in 1991 in Bolivia (glaciers of Zongo and Chacaltaya); continued in 1994 in Ecuador (Antizana 15a and Carihuairazo), and in Peru in the years 1998 – 2000 (Artezonraju, Yanamarey and Sullcón). Today, it has 11 stations.

Section 3

“Glacier retreat in the context of regional climate change”, begins with a review of the main results of measurements on the evolution of glaciers, followed by an analysis of mass balance data of glaciers being studied in Bolivia and Ecuador since the beginning of the nineties. Lastly, the relation between ENSO events and the fluctuations in mass balance is examined.

During the past 25 years, all the glaciers observed in the Central Andes have accelerated their retreat. Evidence obtained in the Cordillera Blanca would indicate a moderate retreat ranging from 50 to 150m in length per decade,

between 1948 and 1970, which remained stable during the 70's. After 1980, glacier retreat was fast and generalized, accelerating once again in the mid 1990's. After a pause between 1999 and 2001, glacier retreat accelerated once again until the present day.

There is a strong relation between mass balance and the size of a glacier. Glaciers such as the Zongo and the Antizana, which have considerable accumulation areas at great altitudes, could recover their mass over a number of years even if the deficit is greater than the accumulation. On the other hand, the mass balance of the Chacaltaya and the Charquini Sur glaciers, both below 0.5 km², has been constantly negative. From the foregoing observations it may be concluded that small glaciers that do not have a permanent accumulation area are strongly unbalanced.

The two opposite phases of ENSO events explain the most contrasting situations observed in glaciers of the Central Andes, both in Bolivia and in Ecuador. In Antizana 15a, the mass balance is closely correlated (negatively) to the surface temperature of the sea in the Niño-4 Equatorial Pacific area. In Bolivia, a correlation between the mass balance of the Chacaltaya glacier and the surface temperature of the ocean is observed, but in the Niño 1+2 sector during the summer months.

In a recent study, Francou and Vincent (2007) compiled information on 75 mountain glaciers located in different massifs of the world. The study concluded that the retreat rate in the Central Andes is not exceptional if it is compared to the average calculated in the massifs of the Rocky Mountains (North America) or Tien-Shan (Central Asia). “Small” glaciers located in the tropical regions, such as Kenya and Bolivia, suffer similar losses.

Section 4

“Glacier Fluctuations in the Central Andes during the last millennium”, analyzes climate variability based on its relation with the Small Ice Age (SIA).

The term “Small Ice Age” (SIA) refers to a cold period that occurred during the 14th and 19th centuries. According to different projections, the average temperature during this

period was between 1 and 2°C lower than the average for 1961–1990. This period is important to analyze future climate trends, in view that some estimates project changes in temperature, similar to those occurring during the SIA, by the end of the 21st Century.

In Ecuador, the maximum extension of the SIA occurred over two periods. In glaciers situated above 5,700 masl, it occurred around 1730. In glaciers located in snow peaks below an altitude of 5,400 masl, it reached its maximum extension around the year 1830. In the Cordillera Blanca, glaciers reached their maximum extension in 1630; whereas in Bolivia, this occurred between 1657 and 1686.

Glaciers have evolved in a remarkably homogenous manner since the maximum extension of the SIA. Retreat occurred gradually during the 18th and 19th centuries and accelerated rapidly since 1840. During the second half of the 20th Century, the process accelerated intensely, to such an extent that the retreat would have been equivalent in magnitude to that occurred between the maximum extension of the SIA and the middle of last century.

Section 5

“Mass balance versus climate: accumulation and ablation”, describes the type of climate information that can be obtained from the mass balance study.

Annual data are directly related to (i), the accumulation of snow, which depends both on the precipitation, the landslides and the winds, and (ii), ablation, which directly represents the balance of energy on the surface. The Surface Energy Surface Balance (SEB) represents the relation between the local meteorological variables and the melting of the glacier surface.

The amount of accumulated snow is measured annually or biannually in the upper section of glaciers. Despite the existing difficulties in identifying the ice cap which accumulated during each hydrological year, it was possible to obtain annual data on the mass balance in the Central Andes. The results show that the net accumulation measured above an altitude of 5,500 masl is comprised between 700 and 1,200

mm w.e. a⁻¹, with a marked inter-annual variability. In the Zongo glacier (Bolivia), the net accumulation values range from below 500 to 1,200 mm of water equivalence (w.e. a⁻¹), whereas in the surrounding moraines (glacial drifts), values ranging between 700 and 1,200 mm w.e. a⁻¹ are observed (Berger *et al.*, 2005).

Between 1983 and 2006, ice samples were extracted from several areas of the Andes Mountains. The results show a drastic reduction in the net accumulation during the “El Niño” phenomenon years, which coincide with the reconstructions carried out in glaciers such as Chimborazo (Ecuador), Huascarán and Quelccaya (Perú).

The studies conducted in Bolivia and Ecuador on mass balance variability in terms of energy flow, show that:

- In Bolivia, when the snowfall is substantially insufficient to cover the ablation area, melting is increased and ablation may reach very high rates. The same occurs when it rains or when the hail or snow falls at melting point temperature. In both cases, the absorption of radioactive energy is favored by a low value albedo¹.
- In Ecuador, the mass balance seasonality of the Antizana 15a glacier is less pronounced, although an important inter-annual variability occurs throughout the year. The highest ablation rates coincide with equinoxes, the periods with the greatest solar radiation in Ecuador.
- The albedo in Ecuador plays the same determining role as in Bolivia. However, the appearance of a snow layer on the surface of glaciers seems to depend more on the precipitation phase, than on its volume.

With regard to the relation between ENSO events and glacier retreat, the following is observed:

- In Ecuador, the two opposite phases of ENSO events (El Niño and La Niña phenomena) explain the most contrasting situations observed in the Antizana glacier. When an anomalous temperature occurs on the ocean surface of the Central Pacific Ocean, its atmospheric response occurs in the Ecuadorian Andes three months

¹ The albedo or ice-cap (whiteness) defines the power of a body to reflect the radiation received by it. Its values range from 0, when all radiation is absorbed, to 1, when all radiation is reflected.

later. During the hot phases of ENSO, the increase in temperature favors the occurrence of rains at altitudes between 5,100 and 5,300 masl, which along with a slight reduction in cloudiness, maintains the albedo values permanently low. Consequently, ice melting is high (Favier *et al.*, 2004a,b).

- In Bolivia, the evolution of the mass balance is also strongly related to the temperature anomalies that occur on the surface of the Central Pacific; this relation can be observed through precipitation. In fact, during the hot phases of the ENSO, precipitation is reduced between 10 and 30% and dry periods are more frequent during the summer season (Vuille *et al.*, 2000b).

In conclusion, it may be asserted that the changes in the spacial-temporal evolution of the El Niño phenomenon since the seventies and the warming of the troposphere are factors that explain glaciers retreat in the Tropical Andes.

Section 6

"The impact of glacier retreat on water resources", describes the variability of the runoff originating from glaciers in the Andean Community countries and presents future runoff projections according to different scenarios of increased temperature in the basins with a varying glacier cover.

In the Peruvian Cordillera Blanca, the comparison between the distribution of precipitation and runoff in the various sub-basins of the Santa River evidences the regulating role of glaciers. The monthly runoffs of small basins, with a low glacier component or of large-size basins are closely related to the monthly distribution of precipitation. The runoffs of basins with the highest proportion of glaciers are more sustainable in the cold and dry season. Runoffs of small basins with a very important glacier component are even more sustained during the dry and cold season.

It is observed that the inter-annual variability of the aforementioned runoffs largely depends on the

occurrence of ENSO events, which accelerate glaciers retreat through an increase in temperature (in Bolivia, Peru and Ecuador) and a reduction in precipitation (in Bolivia and Southern Peru).

The projections of climate change scenarios, foresee a temporal increase in flows, followed by a drastic reduction in the volume and regularity of water resources of glacial basins. In the case of the Cordillera Blanca, this reduction could amount to 60% within a period of 100 to 200 years.

Section 7

"Glacier retreat and increase of disaster risk" describes how glacier retreat has enabled the formation of large lagoons consisting of easily erodable material. In the Peruvian Andes and the Himalayas, the probability that these dam may break is sufficiently high as to assume that lagoons will pose a latent threat.

As a general rule, this type of catastrophies occurs as a result of the detachment of a glacier section or the face of a rocky hillside into a lagoon. These impacts produce large waves that are propagated downstream and cause the overflow of other lagoons, causing devastation all along. The major catastrophies occur during the rainy season, when lagoons contain more water. Two of those incidents occurred in the Andes and are described below:

- In December 1941, the detachment of a glacier and its fall into two lagoons that supply water for the city of Huaraz caused the devastation of half of the city and the death of 4,000 people.
- In December 2000, the volcanic massif of El Altar, in Ecuador, comprising between 50,000 and 70,000 cubic meters of rock, was detached from a surrounding volcanic wall and fell into the lagoon of the crater, causing a 50 mt high wave. The flow extended to a small basin located downstream and later invaded the valley of the Collanes River, causing an overflow over a distance of 100 Km that killed ten people and resulted in substantial material damages.

Conclusions and recommendations

Finally, the last section presents conclusions and some recommendations on how to continue with researching on the subject.

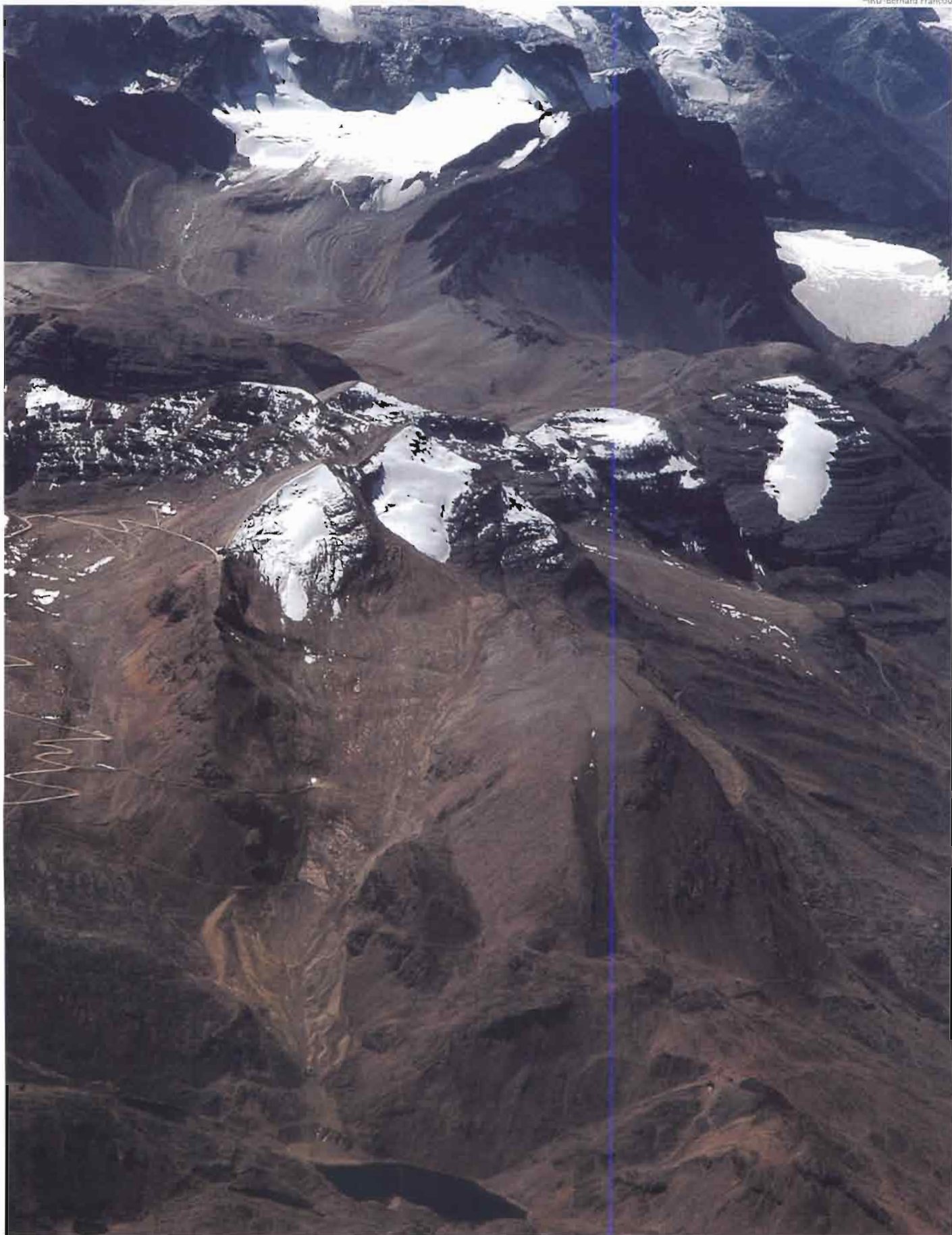
The main conclusions are based on a comparison of studies conducted at some specific points and at a specific temporal scale:

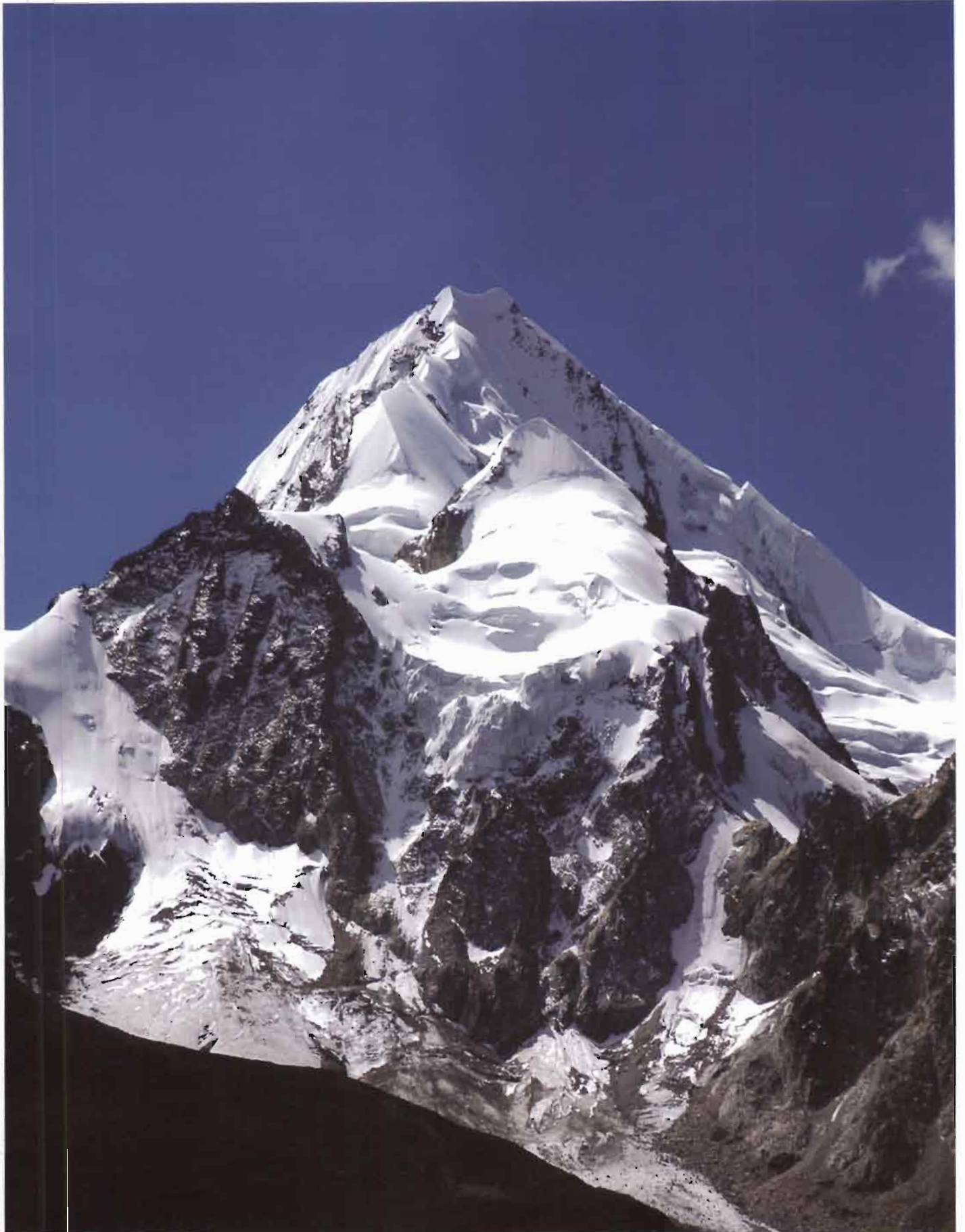
- The Central Andes host 99% of the world's tropical glaciers.
- Despite their small extension (2,500 km²), the Andean glaciers are of interest because they: (1) are important indicators of climate change, (2) play an important role in the management of the water resource, (3) act as regulators of the hydrological system in almost all the Andean regions, and (4) can be the direct or indirect cause of disasters or catastrophies.
- The studies developed on the Central Andes show the two most important trends over the past few years: an accelerated glacier retreat and the warming of the atmosphere (0.15°C per decade as from year 1950).
- The climate of the Andes has regional peculiarities which are marked, inter alia, by their relation with the El Niño Southern Oscillation (ENSO) event.

- The warm and cold ENSO events (the most intense known as El Niño and La Niña) are associated to an increase of between 1 and 3°C in the atmospheric temperature of the Andes.
- The contribution of the warm ENSO events to the retreat of tropical glaciers in the Andes has been determinant.
- The occurrence of ENSO events accelerates the glacier retreat as a result of an increase in temperature (in Bolivia, Peru, and Ecuador) and a reduction in precipitation (Bolivia and Peru).
- An overall increase in temperature is foreseen in the Central Andes, a fact that should give rise to a temporal increase in flows, followed by a drastic reduction in the volume and regularity of water resources.

Finally, we recommend the development of a Climate Change Scientific Research Agenda for the Andean subregion that should emphasize its research priorities as the basis for the development of policies, planning tools and investment guidelines, and should take into account the potential impacts of climate change. This Agenda would constitute a guide for the scientific community and could be used as a framework tool to focus and concentrate efforts and resources. Furthermore, we would like to stress the need to strengthen the hydro-meteorological observation network of the Andean subregion (with special emphasis on the glacial basins) to include some stations above an altitude of 4,000 masl.

**GLACIERS AND CLIMATE CHANGE IN
THE ANDEAN COMMUNITY**





Section 1

Glacier retreat and climate change in the Central Andes

The retreat of glaciers located in the Central Andes is closely linked to global climate change. More than an event limited to the Andes or tropical areas, this is a trend that is affecting all of the world's mountain glaciers (IPCC, 2001; Francou and Vincent, 2007) to different degrees.

However, climate change in the Andes has distinct regional particularities. One of these is the relationship between climate variability and the El Niño Phenomenon, or as scientists call them, "ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) events". In effect, the variations of the Andean climate and their effect on glaciers cannot be discussed without taking

into account that the trend toward global warming being experienced in Andean mountain areas, combines with a climate oscillation that affects the equatorial Pacific.

In this section¹, some of the particular features of tropical glaciers are described, with emphasis on two trends observed in the Central Andes in the last few decades: the accelerated retreat of glaciers and the warming of the atmosphere.

Finally, in order to illustrate these trends, some projections are presented on the future evolution of temperature in the Andean atmosphere.

1.1 Current glaciation in the tropics: Importance of the Central Andes

The current level of glaciation in the tropics – that is, the area covered by glaciers – is in reality not very extensive. If the areas of all the tropical glaciers located in South America, Africa and Indonesia were added together, the total surface would be less than 2,500 km², an area comparable to that covered by Alpine glaciers. The glaciers of the Himalayas, for example, would total a glacier surface of nearly 33,000km², a number nearly three times greater (Dyurgerov and Meier, 1997).

Considering that tropical glaciers are generally small in size (glaciers with a thickness greater than 200 m are uncommon), it's logical that their ice volumes would also be smaller. The melting of all tropical glaciers is estimated to result in a sea level increase of less than 0.1 mm. To

illustrate this fact, this number can be compared with the 24 cm increase that would occur if all the mountain glaciers of the world melted, or the 72 cm increase that would result from the melting of the polar icecaps of Greenland and Antarctica.

Table 1.1 (next page) shows a recent estimate of the area of tropical glaciers. It may be observed that their distribution is very unbalanced, with a clear preponderance toward the Central Andes.

As can be observed, over 99% of tropical glaciers are located in the Central Andes, and the vast majority is found in Peru. This country has more than 70% of the total surface area and, consequently, the greatest percentage of volume.

¹ The authors of this section are Bernard Francou and Bernard Pouyaud.

Despite their modest dimensions, tropical glaciers, particularly those located in the Andes, have generated great interest. There are several reasons for such interest. Firstly, glaciers are important indicators of climate change, especially those located above 4,000 m, where very few measuring instrument systems exist.

Secondly, Andean glaciers play an important role in water resources management. They are sources of water in regions with low precipitation, such as the coastal desert

of Peru. They also act as regulators of the hydrological system in nearly all the Andean regions, particularly those that experience extended dry seasons. In years with lower precipitation (approximately two out of every five in areas such as the Altiplano of Peru and northern Bolivia), ice melting allows for a minimum water flow to be kept, thus supplying irrigation systems, hydroelectric generation plants or urban settlements. This also occurs in relatively wet regions, where the contribution of glaciers is crucial for maintaining drinking water supply in cities such as Quito, La Paz and probably Lima.

Table 1.1

- Tropical glaciers -

Region	Area (km)	% of tropical glaciers	Year of estimate
Peru	1,958 (1,370)	71.1	1970 (2006)
Bolivia	562 (393)	20.4	1975 (2006)
Ecuador	112.8 (79)	4.1	1976 (2006)
Colombia	108.5 (76)	3.9	1950 (2006)
Venezuela	2.7 (1.8)	0.09	1950 (2006)
Total South America	2,744 (1,920)	99.68	2006
Kilimanjaro	2.2		2000
Ruwenzori	0.96		2003
Mt. Kenya	0.3		2004
Total Africa	3.46	0.18	~2000
Papuasía-Nueva Guinea	2.3	0.12	2000
Probable total for tropical glaciers	~1,926	100	

The numbers in parentheses represent estimates made by Bernard Francou and G. Kaser, more conservative than the originals.

Sources: Kaser (1999), Jordan (1991), Hastenrath (1981), Kaser & Osmaston (2002), Thompson et al. (2002), Hastenrath (2005), Taylor et al. (2006) y Klein & Kincaid (2006) Francou y Vincent (2007).

Map 1.1

- Main glacier massifs in the Andes -



Source: Franco y Vincent (2007)

Lastly, glaciers may be the direct or indirect cause of catastrophes. In the past, the break-up of and fall of glaciers into nearby lagoons has resulted in deadly avalanches and glacial lagoon outburst floods in the Cordillera Blanca of Peru, where 30 glacier disasters have killed nearly 30,000 people since 1941².

In other regions, ice masses melted by volcanic eruptions have provoked huge mudslides, as was the case Cotopaxi (Ecuador) in 1877 and Nevado del Ruiz (Colombia) in 1985.

The occurrence of these catastrophes generated interest in the study of tropical glaciers. However, monitoring programs developed in the last few years have focused mostly on climate aspects and their effects on water resources management.

Traditional andean cultures recognize the benefits of glaciers and ancestral worship is a manifestation of this affection. This is demonstrated by the annual ceremonies that take place at the foot of glaciers, such as that of the "Señor del Quyllur R'iti" in the Cordillera of Vilcanota.

Box 1.1

- What are the features of tropical glaciers? -

Tropical glaciers are very diverse. Some are made up of extended icecaps that cover mountain peaks, such as Nevado Huascarán (north of Peru) or the Coropuna volcanic complex in Arequipa (south of Peru). Others are conical glaciers clearly lacking individualized tongues, such as those of the Cotopaxi volcano in Ecuador. There are also circular, smaller glaciers, as well as others that extend in the form of tongues. Glacier tongues in the intertropical region generally do not exceed 2-3 km in longitude, in contrast with glaciers of the Himalayas or those located at medium and high altitudes, where it is common to find tongue extensions of more than 5 km.

The majority of glaciers end in a similar altitude range: between 4,990 and 5,000 masl in the north of Bolivia, 4,800 and 4,900 masl in the Cordillera Blanca of Peru, or between 4,800 and 4,900 masl in Ecuador. The altitude generally corresponds to the annual position of the isotherm 0°C, or the line marking the area where the temperature oscillates near the freezing point of water.

In the tropics, the seasonal variation of this isotherm line does not exceed 500 m. This results in strong ablation throughout the year in the low zones of the glaciers, limiting the expansion of tongues to low altitudes. In the glacier ablation zone (near the ice front), melting increases from the top down at a rate of 1,500-2,000 mm of water equivalence per 100 m, twice the rate of extra-tropical glaciers. Only some glaciers are relatively protected from ablation and may reach altitudes lower than 4,500 masl (the so-called "covered glaciers").

² Living and dying with glaciers: people's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru, Mark Carey, Department of History, University of California, 2004.

1.2 Recent trends in the Central Andes

In recent years, two important trends have been observed in the Central Andes: the accelerated glacier retreat and the warming of the atmosphere.

1.2.1 Accelerated glacier retreat

We will illustrate this trend with the case of the Chacaltaya glacier, which looms over the city of La Paz, Bolivia. As shown in Box 1.2 and Box 1.3 (pages 24 and 25), this glacier has retreated dramatically since 1940 (at which time it was even used as a ski area) and is now destined to disappear completely before the year 2010.

The evolution of Chacaltaya also illustrates the climate trend during the last 65 years, which was moderately adverse for all tropical glaciers until the mid-1970s (see Kaser and Osmaston, 2002; Francou and Vincent, 2007). Chacaltaya lost 30% of its surface area between 1940 and 1975. Since the early 1980s, its retreat has continued without registering any prolonged period during which this trend lessened or reversed. As a result, in 2005, Chacaltaya had only 5% of the surface area and 0.6% of the volume recorded in 1940.

These facts can only be attributed to a regional alteration of the climate conditions that allow for the processes of accumulation and ablation (melting) of snow to maintain a balance in the long run. This phenomenon particularly affects low-altitude glaciers³, which do not have permanent accumulation zones and therefore only experience ablation processes.

It is important to point out that this trend, despite not affecting higher-altitude glaciers (those in accumulation zones located above 5,400 masl) in the same manner, is strong enough to limit the existence of "small" glaciers in the Andean region to a few dozen or to only a few years, as in the case of Chacaltaya.

1.2.2 Atmospheric warming

A second important process that has been occurring in the last 30 years in the Andean tropics is the warming of the atmosphere. Evidence of this process is presented below.

a) Long-term trends

Temperature

The soil temperature between 1950 and 1994 was studied using data from 277 stations located between the parallels 1°N and 23°S and between 0 and 5,000 masl (Vuille and Bradley 2000; Vuille et al., 2003). Despite a high interannual variability, an increase in the average temperature of 0.15°C per decade since 1950 is noticeable.

Likewise, between 1939 and 1998, the average temperature increase per decade was in the 0.10–0.11°C range, while in the 1974–1998 period, this increase was between 0.32 and 0.34°C, three times higher. This may be observed in Figure 1.1, in page 26.

While the temperature increase was significant at all altitudes, it may be less noticeable in the eastern part of the Central Andes at altitudes above 3,500 masl. However, it must be noted that higher altitudes usually lack meteorological stations and that those stations cover the territory in an uneven manner.

Convective cloudiness

Convective cloudiness is a result of the ascending movements of the air on a warm surface (such as the surface of a glacier) in the presence of moisture. These movements create clouds (cumulous-nimbus) that have a high reflective power.

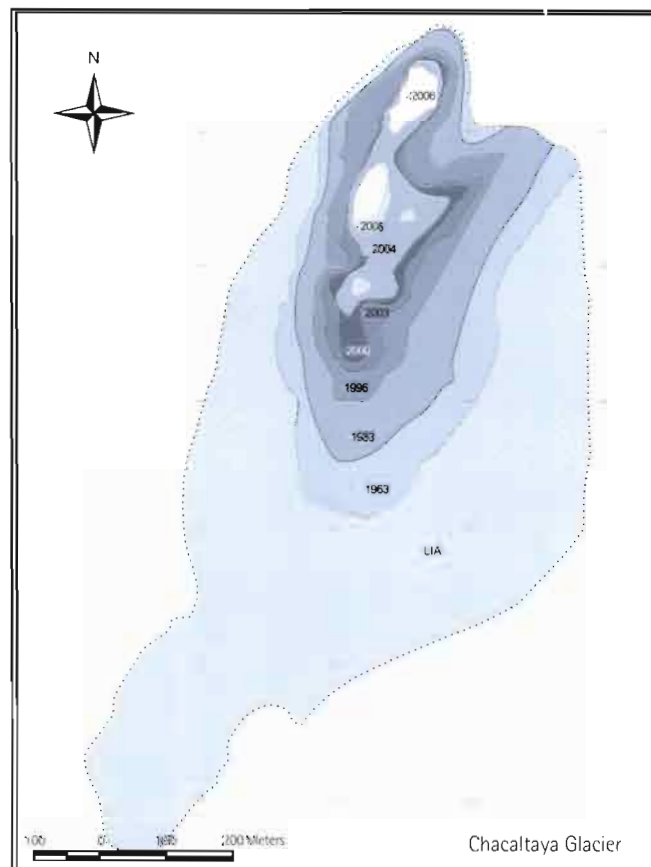
³ Low altitude is considered to be under 5,400 masl in the North of Bolivia, or lower than 5,200 masl in the Cordillera Blanca, Peru and the snow-capped mountains of Ecuador.

Box 1.2

- The dramatic retreat of the Chacaltaya glacier in Bolivia -

In 1940, the Chacaltaya Glacier had quite a large area (0.223 km²) despite its modest altitude (5,395 m). Since then, its area has gradually been reduced. In 1963, it was 0.195 km², and in 1983, 0.141 km². Since then, its retreat has been even more dramatic.

In 1998, the area of Chacaltaya was 0.060 km², with a maximum thickness of 15 m of ice (Ramirez, *et al.*, 2001). In 2000, it shrank to 0.052 km²; in 2003 to 0.04 km² and in 2005 to only 0.01 km². Currently, broken into 3 pieces and with a volume of less than 30,000 m³ of ice, the glacier has lost all possibility of recovery and will disappear completely before 2010 (Ramirez *et al.*, 2001; Berger *et al.*, 2005).



The glacier contours, from the outer to the inner, correspond to the following periods: Little Ice Age (LIA, second half of the 17th century), 1963, 1983, 1996, 2000, 2003, 2004 and 2006.

Box 1.3

- Chacaltaya glacier in 1940, 1982, 1996, 2003, 2005 and 2007 -



Long-wave radiation reflected by clouds (OLR, *Outgoing Long-wave Radiation*) is a good indicator of convective cloudiness. Vuille *et al.* (2003) analyzed the evolution of this variable between 1979 and 1998 between the parallels 1°N and 23°S and between 0 and 5,000 masl. The results show that OLR decreased slightly north of the 10°S parallel, which may indicate a small increase in convective cloudiness. This increase occurred especially during the wet season (December – February). To the South of the 10°S parallel, on the other hand, a decrease in convective cloudiness was observed.

Precipitation

Vuille *et al.* (2003) also analyzed precipitation between 1950 and 1994 using information from 42 monitoring stations. The authors concluded that there was no clear regional trend. In the North of Peru, the precipitation seems to have increased, while in the South of Peru and the North of Bolivia, the level of precipitation may have fallen (both during the wet season and in annual totals). On the other hand, precipitation may have increased in the Peruvian highlands and the North of Bolivia during the dry season (between June and August).

Atmospheric humidity

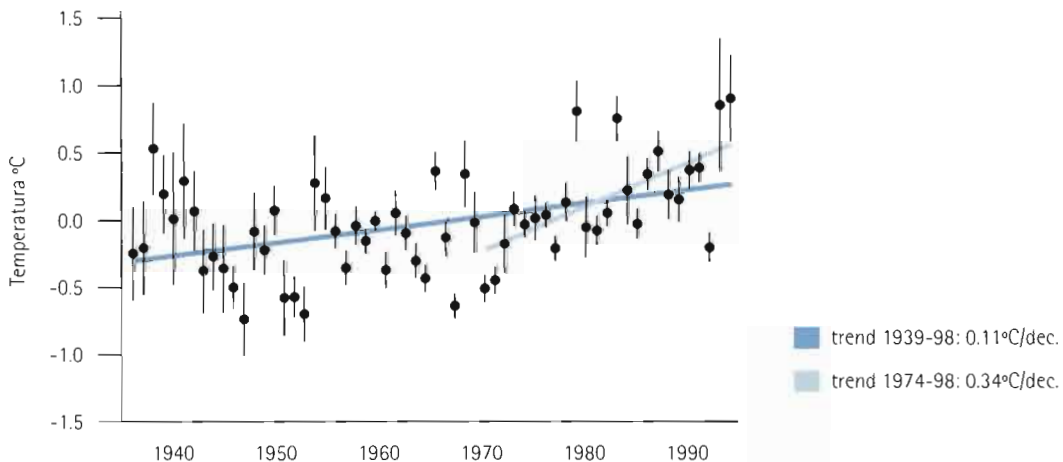
Changes in atmospheric humidity appear to have been significant during the last 45 years, with an increase of 0% to 2.5% per decade. The increase was most distinct in Ecuador and the South of Colombia, and more moderate in the South of Peru, the West of Bolivia and the North of Chile (0.5–1% per decade). This increase does not appear to have been higher in any period of the year, which may indicate a general trend. The results suggest that the increase in atmospheric humidity did not occur only because of the physical effect of the temperature increase, but because vapor pressure increased in both absolute and relative terms (Vuille *et al.* (2003).

In conclusion, there is evidence of a temperature increase in the areas analyzed, a phenomenon which may have accelerated starting in the second half of the 1970s. These results are consistent with those of research made in the Andes of Colombia and Chile.

Some studies based on satellite measurements disagree in terms of warming rates at ground level and in the high

Figure 1.1

- Temperature in the tropical Andes between 1939 and 1998 -



Source: Vuille and Bradley (2000)

troposphere. To Gaffen et al. (2000), between 1979 and 1997, the temperature may have increased at a lesser rate in the high part of the troposphere. On the other hand, a recent study by Fu and Johanson (2006) maintains that the warming of the troposphere is greater at higher altitudes. According to them, the temperature may have increased by some 0.20–0.24°C per decade between 1987 and 2003.

b) Short-term variability

Temperature

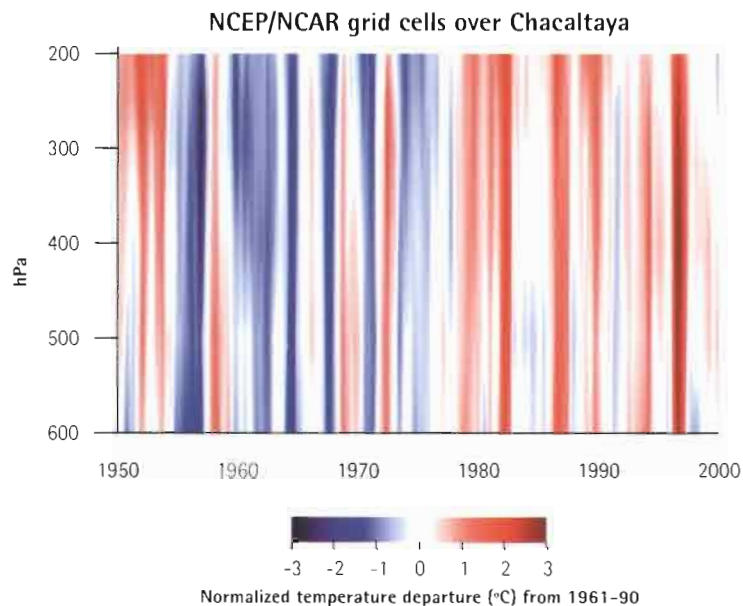
Temperature data show that variability in the Pacific is determined mostly by ENSO events. In effect, the temperature anomalies recorded at ground level are preceded by anomalies in the surface temperature of the central Pacific.

Figure 1.2a (below) presents temperature anomalies at different levels of the troposphere. As can be observed, the warm and cold ENSO events of the Pacific (the most intense are those known as “El Niño” and “La Niña”, showed in red and blue, respectively) are associated with an atmospheric temperature increase in the Andes of 1 to 3°C (Vuille et al., 2000).

Figure 1.2b (next page) presents the ecuatorial Pacific temperature anomalies, defined by the Multivariate ENSO Index (MEI). This index summarizes several ocean surface and low atmosphere parameters in the Equatorial Central Pacific. The warm and cold phases appear in red and blue, respectively. The strongest marks (>1 and <-1 on the Y axis) correspond to the El Niño and La Niña phenomena. It may be observed that the 1976 phase change in the Pacific

Figure 1.2a

- Temperature variations in the middle and high troposphere in the Chacaltaya glacier between 1960 and 1991⁴-



Source: NCEP-NCAR, 2001.

⁴ The periods in red and blue correspond to warm and cold ENSO events in the Pacific Ocean, respectively.

shows more frequent La Niña phenomena before and more frequent El Niño phenomena afterwards. The values of this index are normalized and calculated as sliding averages over two months⁵.

Precipitation

The variability of precipitation is closely linked to the sea surface temperature in the equatorial Pacific. In the wet season, a deficit of rain is produced in all areas with glacier coverage in the highlands, the northern cordillera of Bolivia and the southern cordillera of Peru, with a gradual attenuation heading in a northern direction (Francou and Pizarro, 1985; Aceituno, 1988; Vuille *et al.*, 2000).

In the north, only a systematic decrease of the total precipitation is observed in the northeast of Ecuador and in Colombia, particularly in the Cauca River basin and surroundings. In the south, warm ENSO events cause light precipitation in the months prior to the wet season, as well as irregularity in rainfall that delays the appearance of the snow layer. This delay intensifies the ablation process in

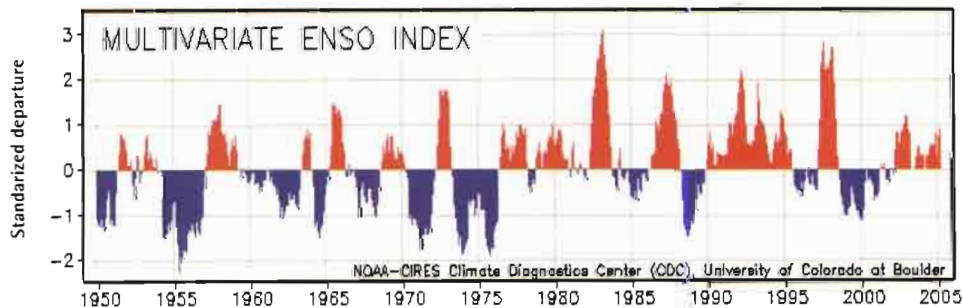
glaciers located at low altitudes.

It is worth mentioning that very few systematic studies exist on the irregularity of precipitation in the period between October and January, which is crucial for the annual glacier mass balance. Several authors have pointed out the fact that the variability of precipitation follows an oscillation similar to that observed in the sea surface temperature of the sea in the central equatorial Pacific, particularly in the highlands. The so-called "Pacific shift" of 1976, a low-frequency oscillation that affected the ocean and the atmosphere, was accompanied by an increase in the frequency and intensity of "El Niño" events until at least 1998. Warm events over the Central Andes have been more frequent, and at the same time years have shown a greater deficit of rainfall since 1976.

In the cryosphere, the dry and warm years ("El Niño") cause an elevation of the Equilibrium Line Altitude (ELA), while the wet and cold years ("La Niña") help this line remain at a lower level, sometimes very close to the bottom edge of glaciers.

Figure 1.2b

- Multivariate ENSO Index between 1950 and 2005 -



Source: Klaus Wolter; NOAA-CIRES.

⁵ For information about this index and how to calculate it, see <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/>.

1.3 Projections for the 21st century

General Circulation Models⁶ foresee a temperature increase in the Central Andes, which may occur at over 4,000 masl. Figure 1.3 (below) presents a model of the evolution of temperature along the American mountain chains, including the Central Andes. The scenario considers a duplication of the atmospheric concentration of the main greenhouse gases.

It can be observed that the temperature increase may be greater to the North of the 30°N parallel with a maximum to the North of the 60°N parallel. In the tropics (between 30°N and 30°S), the increase may be greater above 4,000 masl. It may be inferred that the Central Andes, due to their location and altitude, would be strongly affected by warming, especially glaciers.

It is important to point out that the black dots in Figure 1.3 represent meteorological stations. Their scarcity at higher

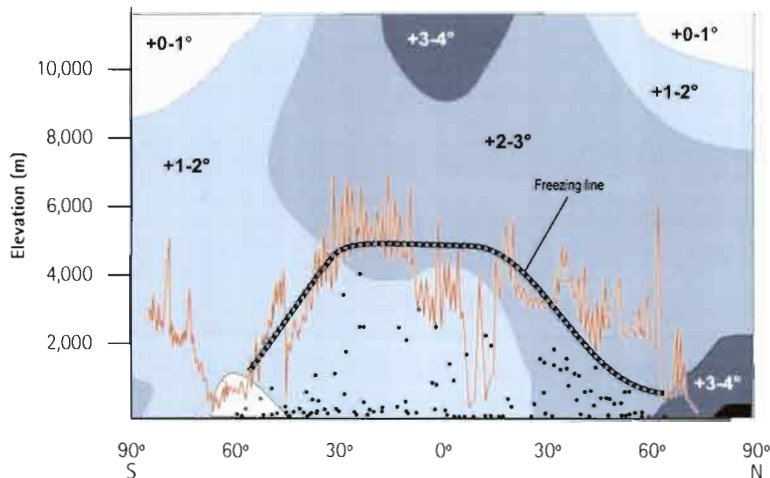
altitudes in the Central Andes reinforces the interest in the study of glaciers as indicators of climate change.

If we consider a temperature increase of 2°C and no alteration in precipitation trends, the altitude of the equilibrium line of the Zongo glacier (Bolivia) would rise by 290 m, reaching more than 5,550 masl. Under these conditions, only some of the peaks of the Central Andes would be covered by glaciers.

Precipitation is a difficult variable to model due to the fact that regional factors depend on atmospheric circulation, such as ENSO events or the activity of the southern polar front, are also difficult to model. This modelling is complicated by orographic effects on a local level, which makes it difficult to make projections for the whole glacier massif. For these reasons, projections are based on temperature changes, since this is the factor with the greatest homogeneity on a regional level.

Figure 1.3

- Estimate of temperature increase if carbon dioxide concentrations are doubled (2CO₂)-



Source: Mountain Research Initiative (2004).

⁶ These are mathematical models based on the equations that govern the dynamics of the atmosphere and model its state in case of disturbances.



Section 2

Glaciers: how and where to study them?

This section⁷ provides some basic definitions on glaciers and the manner in which they are studied. We will see that glaciers are studied from different angles. As objects

sensitive to climate variability, they may serve as indicators of climate change. The monitoring network for Andean glaciers is also described in this section.

2.1 Glaciers and their study

A glacier is a mass of ice that transforms solid water (snow, hail or frost) into ice and restores it to vapor form by evaporation or sublimation, or to liquid form (runoff through the emissary torrent). The relationship between gains and losses of mass is known as the mass balance of a glacier.

Due to the fact that the net balance is generally positive in the upper part of a glacier (accumulation zone), an excess load produces flows of ice toward the lower part (ablation zone). This phenomenon occurs because, from a mechanical point of view, ice behaves like a viscoplastic body that deforms under the effect of its own weight. Ice accumulated in the lower part of the glacier experiences an intense ablation due to the melting produced on the surface. The melting makes the ice disappear along the glacier front.

This process of transferring the ice from the accumulation zone toward the ablation zone of the glacier is controlled by (i) the mass balance, which represents the climate component of the evolution of a glacier; and (ii) the topographic characteristics of the glacier (slope, morphology of the bedrock, presence of water at this level, etc.), which represents the dynamic component of the glacier. The response time of a glacier to climate change depends on

this second component, and may vary between several years and more than a decade.

The focus of the glaciological studies currently being carried out in the Central Andes by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and its counterparts, considers the glacier as a hydrological object whose mass varies in the short term as a result of climate characteristics. These studies focus on the following aspects:

- a. The *mass balance*, which represents the water equivalent of what a glacier gains and losses in a specified time. This indicator is obtained from repeated measurements, directly (glaciological balance) or indirectly (hydrological balance) measured.
- b. Past *changes in length, surface and volume*: the performance of these indicators provides information on the response of a glacier to accumulated mass changes. To measure these changes, geodesic-based field methods, analysis of aerial photographs and satellite images, and reconstructions based on geomorphological analysis or historical investigations are used.

⁷ The authors of this section are Bernard Francou and Bernard Pouyaud.

- c. *Climate sensibility of the glacier*: consists of identifying the correlation between the evolution of a glacier and climate. These analysis are based on the direct study of the processes that took place in the glacier surface, a study which is made through an energy balance.

Sensibility may also be analyzed through statistical relations between the mass balance and different climatological variables measured in meteorological stations or estimated through general circulation models.

2.2 Geometric variations

The dynamic of a glacier may be analyzed by studying the displacement of balance tracers and their change of altitude from a fixed point. A positive net balance, for example, is reflected by an increase in the velocity and thickness of the glacier.

The response of a glacier to a balance alteration is variable. This depends on its size, thickness, geometry of the bedrock, average slope, amount of water between the ice and the bedrock, and the temperature of the ice at the bedrock level. Glaciers showing a strong slope, wide accumulation zones, ice at fusion temperature and regular bedrock geometry (close to a perfect cylinder), usually respond rapidly to successive series of positive balances.

The movement of the glacier front in a certain year (advance, retreat or stability) is the result of the combined effect of the ablation in the glacier front and the dynamic of the glacier. This latter factor depends on the cumulative effect

of previous years' balances and the maximum thickness of the glacier.

For small glaciers (less than 1 km²), the area of the accumulation and ablation zones varies each year, because of this, it is possible that during certain years, the entire surface of the glacier may become an ablation or accumulation zone. These glaciers have a relatively inactive dynamic with a reduced velocity.

On the other hand, larger glaciers may take five to ten years to respond to changes in their surroundings. This means that the movement of the glacier front during a given year depends as much on the mass balance in the ablation zone during that same year as on the cumulative deficit in the entire glacier surface during the ten previous years. This explains why the analysis of the data registered during ten-year periods offers valuable information on climate variation trends.

2.3 Mass balance

Mass balance is the most important base information for the study of glaciers. It is the change of mass (measured as volume of water equivalent) that takes place during a period of time, normally the duration of the hydrological year. Annual mass balance is denoted by the abbreviation mm w.e. a⁻¹ (millimeters of water equivalent per year).

There are two main variables to be measured: the net accumulation and the ablation.

- a. The *net accumulation* is the quantity of snow and ice accumulated throughout a hydrological year. It provides information about the quantity of solid precipitation collected by the glacier during a hydrological year.

This variable is estimated by drilling a hole or making a perforation in the glacier and measuring the thickness and density of the ice. The result is a "density profile" that may take the form shown in Figure 2.1 (next page), from a measurement taken in 2003.

Box 2.1

- Calculation of mass balance -

The basic equation for the mass balance at any given point of the glacier between two measuring periods db/dt is written as follows:

$$db/dt = \rho dh/dt + \int dp/dt dz$$

where ρ is the density of the ice of thickness h , changing over period of time t .

The first term of the right side is the change in ice mass over a period of time with constant density and the second term is the change in density over a period of time t over a column of thickness z .

To extend the balance to the entire glacier, different measuring sites are used (tracers, wells, soundings), distributed according to a well-defined network. The basic principle consists of adjusting the balance measured to the area of the relative range of the glacier, according to the following expression:

$$B_n = (1/S) [\Sigma(b_{n1}S_1 + b_{n2}S_2 + \dots + b_{nj}S_j)]$$

where B_n corresponds to the specific net balance of the glacier; S to its total surface; b_{n1} , b_{n2} , b_{nj} to the balance adjusted to the area S_j within the ranges of altitude (j), generally of 20, 50 or 100 m, according to the altimetric amplitude of the glacier.

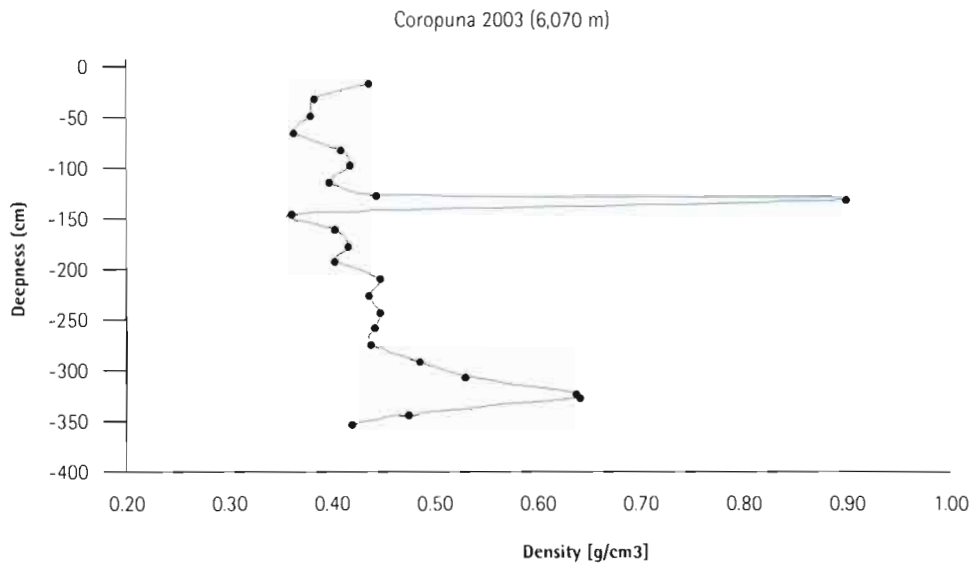
In this case, the first basal layer (formed before the accumulation season of 2002-2003) is at a depth of 130 cm, which indicates a subsequent net accumulation of some 530 mm of water during this cycle. The second, formed before the accumulation season of 2001-2002, is at 320 cm, which corresponds to a subsequent net accumulation of some 870 mm of water. However, it must be taken into account that a part of the original accumulation may have been lost through sublimation or fusion. The wind may also have removed the snow, causing redistribution to other parts of the glacier.

b. *Ablation* is the direct result of the energy balance on the surface of the glacier (the sum of fusion and sublimation). It is measured over months or years based on tracers spread over the measuring zone.

Racoviteanu *et al* (2007) studied the glacier area of the Coropuna Mountain (6,420 masl) using spatial sensors. This snow-capped mountain is located in the Cordillera Ampato in the South of Peru. It was found that the glacier area, estimated at 82.6 km² in 1962, had been reduced to 60.8 km² as of October 2000.

Figure 2.1

- Densities measured by perforation in the north of Coropuna (Peru) -



Source: IRD-Great Ice, according to a measurements taken in 2003; Francou et al. (2004).

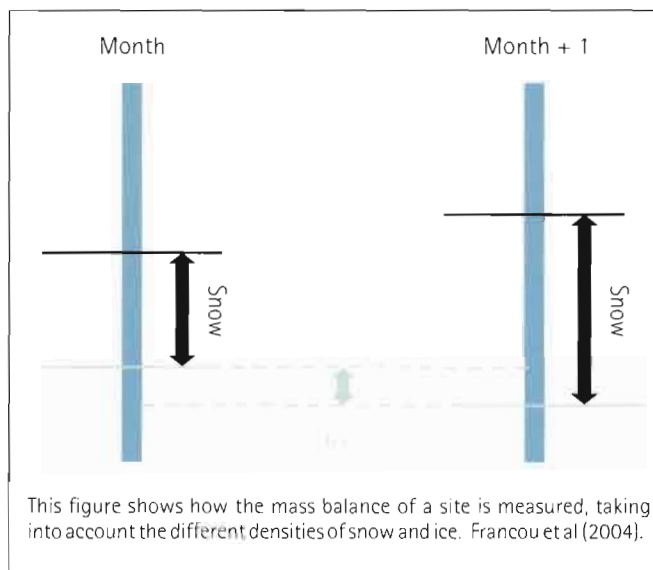
Box 2.2

- How is mass balance measured? -

Various methods allow for the mass balance of a glacier to be estimated. More precise methods require field monitoring.

1. Direct method using drilled holes and tracers in different parts of the glacier:

The most commonly used field method directly measures the change in mass of the glacier. This measurement is made by installing a network of stakes (called "tracers") in most part of the glacier. In the upper part, where accumulation is generally greater than ablation, holes are drilled where the quantity of snow or ice accumulated between the beginning and end of the hydrological year is directly measured. This quantity is subsequently converted into its water equivalent.



The data is processed in three stages. During the first stage the glacier is divided into altitude ranges that generally fluctuate between 50 and 100 m (in small glaciers, the ranges may be as small as 25 m). During the second stage, the values measured for each range are calculated. If no tracer has been installed at a given range, the values for the balance are obtained by interpolation. Finally, the specific net balance B_n is the value of the balance adjusted for its relative surface area using the following equation:

$$B_n = \sum B_i (s_i/S)$$

where B_i corresponds to the balance of an altitude range i , s_i is the surface area of the altitude range and S is the total surface area of the glacier.

Box 2.2 (continuation)**- How is mass balance measured? -****2. Topographic field methods**

This method consists of carrying out an annual detailed topographic survey of the glacier in order to measure its surface area and boundaries. A "Digital Field Model" is constructed with the results of these measurements, allowing the comparison of the latest measurements with those of previous years, as well as the calculations of area and volume loss. The losses distributed across the entire glacier and converted into water equivalent provide the mass balance per altitude range. Finally, a map is produced calculating the lines of equal mass balance.

It is important to emphasize that this method works better with smaller glaciers or those in which measurements are taken once every few years.

3. Aerophotogrametric reconstruction method

Aerophotogrammetry allows for the estimation of changes in ice surface area and volume through the analysis of stereoscopic pairs of aerial photographs from different dates (generally several years apart).

Some satellite images allow for this type of analysis (e.g. ASTER, SPOT and ALOS). However, the use of this method for the study of mountain glaciers located in the Central Andes is limited, in many cases, by the low resolution of satellite photographs available.

4. Indirect hydrological balance method

This method establishes an annual comparison between the amount of ice accumulated as a result of measured or estimated solid precipitation (P) and the level of ablation as a result of measured or estimated evaporation and sublimation (E). The fusion (R), measured directly through a limnigraphic station located over the emissary torrent near the glacier, is also taken into account for the estimation of the hydrological balance. An initial approximation of the hydrological balance (Bh) is obtained by applying the following equation:

$$Bh = P - R - E$$

Without taking sublimation into account, but considering the average of precipitation collected by the rain gauges (P), the surface area of the glacier (SG), the meltwater flow (D), the total surface area of the basin where it is located (S) and the runoff coefficient (c_r); the hydrological balance bh may be obtained as follows:

$$bh = P - 1/SG [D - (S-SG) c_r P]$$

These different methods for obtaining the mass balance must be carried out in parallel in order to be able to validate and compare the results.

2.4 Ablation as a consequence of the energy balance

Meteorological measurements of a glacier's surface allow for the calculation of the energy balance between the glacier and the atmosphere. This is fundamental for understanding how the glacier responds physically to meteorological variables. To calculate the energy balance, an estimate of the energy flows (radiative, conductive

and turbulent) between the glacier and the atmosphere is calculated. To measure the energy balance of a glacier, the IRD has developed a type of meteorological station known as an Automatic High-Altitude Meteorological Station (SAMA by its acronym in French), which can be seen in Box 2.3 photographs (below).

2.5 Hydrological balance in glacial basins

A drainage basin is the geographic space in which the hydrological balance is analyzed. Two elements set apart basins with a significant glacier surface from those without:

a. Just as glacier and non-glacier surfaces have extremely different hydrological behaviors, the hydrological processes and systems in both basins are also very different.

b. Hydrological and glaciological dynamics occur simultaneously, but in different periods of time.

The hydrological balance of a basin with a strong glacier component is analyzed over relatively long periods of time, ranging from monthly to annually.

Box 2.3

- SAMA Station -



Box 2.4

- Hydrological balance -

The hydrological balance equation for a drainage basin in a determined period of time is an application of the conservation equation:

$$P + V = R + E + (V + \Delta V)$$

Where P is the liquid and solid precipitation; V is the storage of water (surface water, subsurface water, soil moisture, snow, ice, etc.); R is the runoff (surface and subsurface); E is the evaporation (includes sublimation of snow and ice and evapotranspiration by plant coverage); and $V + \Delta V$ are the storage stages at the end of the balance time period. The components of the water balance are usually expressed in volume (m^3), or in water height (mm) if related to the surface area (S) of the basin.

This equation also expresses that the difference between the quantity of water entering and leaving a basin during a given period of time is equal to the variation of the volume of water stored by the system (ΔV) during that period:

$$\Delta V = P - E - R$$

The difference between precipitation and runoff (P-R) is also known as the runoff deficit. In the case of a simple, relatively impermeable hydrological basin without glaciers or subsurface water flows, ΔV is considered to be zero, the equation would then turn into $E = P - R$, which means that for this type of basin, the deficit is roughly equivalent to the evaporation of the basin (sublimation and evapotranspiration) and that the storage variations are minimal.

In order to extend this formula to basins with significant glacier surfaces, the accumulation must be approximately equal to the ablation occurring due to melting and sublimation. However, in a context of climate change, the quantity of water stored in the glaciers that is restored to the basin is much greater than that accumulated by precipitation. In this case, ΔV may no longer be minimal and may turn into a variable of melting D equal to the volume of ice lost by the glacier:

$$D = P - E - R$$

Unfortunately, it is not possible to precisely measure the levels of precipitation (P) or evaporation (E). These variables are estimated for a given period as the amount of snow and ice accumulated (P-E) or lost due to ablation (P-E-D).

2.6 The glacier observation system in the Central Andes

Despite the fact that some glacier observations were carried out previously in the Central Andes, it was not until the beginning of the 1990s that an integrated monitoring network began to be developed in the Andean region.

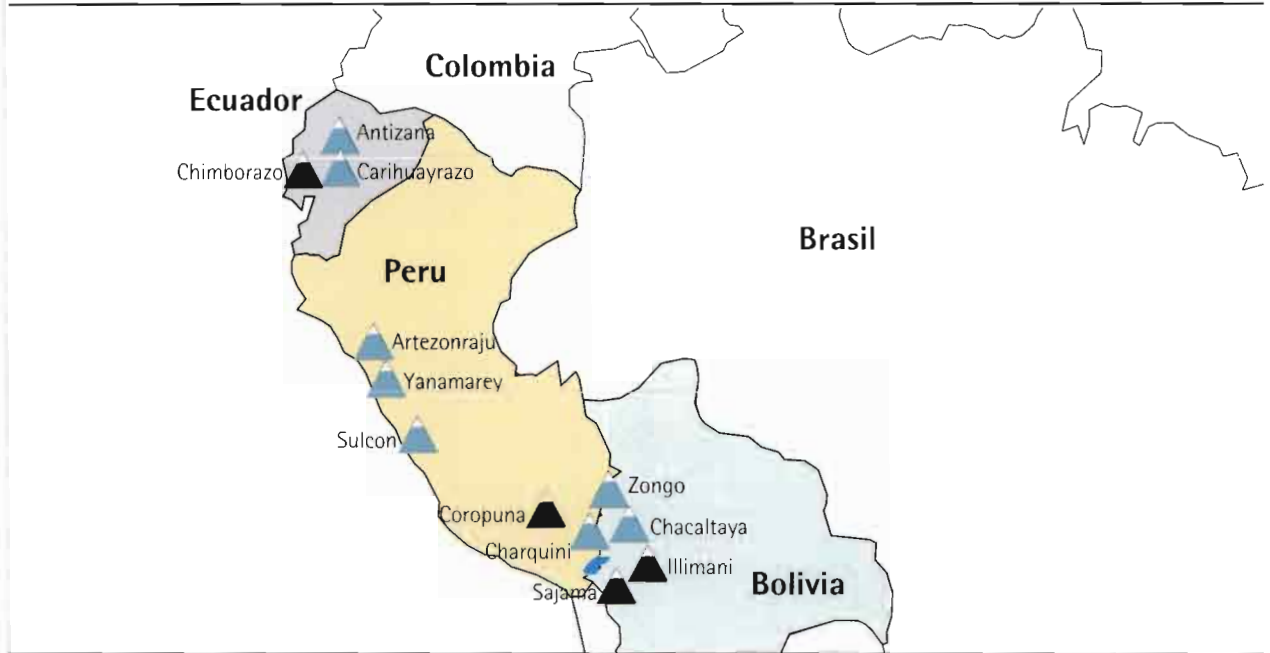
This system was developed in various stages. It began in 1991 in Bolivia with the observation of the Zongo and

Chacaltaya glaciers, and continued in 1994 in Ecuador with the observation of the Antizana 15a and Carihuairazo glaciers. It got to Peru between the years 1998 and 2000.

Other glaciers that are also permanently monitored are those of Santa Isabel (Parque Los Nevados, Colombia) and Cajap (Cordillera Blanca, Peru).

Map 2.1

- Monitored glaciers in the Central Andes -



The monitored glaciers appear as light blue triangles. The black triangles correspond to glaciers where IRD participated in the extraction of ice tracers by deep perforations.

Best monitored glaciers:	Ecuador	Peru	Bolivia
	Antisana 15 Antisana 12 Carihuairazo	Artesonraju Yanamarey Sullcón	Zongo Charquini Norte Charquini Sur Chacaltaya

Source: IRD

Table 2.1 (below) specifies the glaciers on which periodic and continuous measurements are made. Note that the longest complete series of data come from Bolivia (Zongo and Chacaltaya, since 1991); followed by those of Antizana 15a, since 1994. Monitoring of the other glaciers began after 2000, although partial measurements had already been made of some glaciers in the Cordillera Blanca.

The monitoring network of these glaciers is part of a more extensive observation network. Table 2.2 (next page) presents a list of glaciers in the Andes and Mexico currently monitored by different institutions that decided to establish a scientific and technical interest group in 2005.

Table 2.1

- Continuously monitored glaciers of the Andean area and methods used -

Glaciers	MB	HB	Topo in situ	Photo rec	EB	Meteo (T, P)
Zongo 16°S (*)	+	+	+	+	+	+
Chacaltaya 16°S (*)	+	+	+	+		+
Charquini S 16°S (*)	+	+	+	+		+
Charquini N 16°S (*)	+			+		
Sullcón 12°S (**)	+	+				+
Yanaramey 10°S (**)	+	+	+	+		+
Uruasraju 10°S (***)	+	+	+	+		+
Artezonraju 9°S (**)	+	+	+		+	+
Carihuairazo 1°S (4*)	+		+			
Antisana 15 0°28S (5*)	+	+	+	+	+	+
Antisana 12 Los Crespos 0°28S (5*)	+	+	+		+	+

Legend:	MB	Mass balance with drilled holes and tracers	(*)	IRD-IHH-COBEE-SENAMHI
	HB	Hydrological balance with rain gauges and limnigraphs	(**)	IRD-INRENA
	Topo in situ	Field topography	(***)	INRENA
	Photo Rec	Photogrammetric reconstruction (model or models from several years)	(4*)	IRD-INAMHI
	EB	Energy balance based on complete stations (on the glacier or beside it)	(5*)	IRD-INAMHI-EMAAP-Q
	Meteo (T,P)	Basic meteorological measurements (temperature and pluviometry)		

Table 2.2

- Glaciers monitored in the Andes and Mexico -

Country	Glacier	Region	Method	Start	Institution
Mexico	Orizaba	Faja Volcanica	GL	-	UNAM
	Iztaccihuatl	Sierra Nevada	GL	-	UNAM
Colombia	Santa Isabel	Cord Central	GL	2005	INGEOMINAS, IDEAM
Ecuador	Antisana 15	Cord Oriental	GL + H	1994	INAMHI, IRD, EMAAP-Q
	Antisana Los Crespos		GL + H	2002	INAMHI, IRD, EMAAP-Q
	Carihuayrazo	Cord. Occidental	GL	2000	INAMHI, IRD
	Cotopaxi	Cord. Central	GE	2004	UD, INAMHI, IRD
Peru	Yanamarey	Cord. Blanca	GL + H	1980	UGRH-INRENA, IRD
	Artesonraju		GL + H	2000	UGRH-INRENA, IRD
	Uruashraju		GL	1980	UGRH-INRENA, IRD
	Shallap		GL	2002	UGRH-INRENA, IRD
	Shullcon	Cord. Central	GL + H	2002	UGRH-INRENA, IRD
Bolivia	Zongo	Cord. Real	GL + H + GE	1991	IRD, IHH
	Charquini Sur		GL + H + GE	2002	IRD, IHH
	Chacaltaya		GL + H + GE	1991	IRD, IHH
	Charquini N.		GL	2004	IRD, IHH
Argentina	Piloto Este	Andes Centrales	GL	1978	IANIGLA
	Horcones Sup.		GL	2000	IANIGLA
	Perito Moreno	Campo de H.P.S	Perfil	1990	IAA
	Vinciguerra	Tierra del Fuego	GL + H	2003	CADIC, DRH, IAA
	Martial Este	Tierra del Fuego	GL	2000	CADIC, DRH, IAA
	Bahia Del Diablo	Península Antartica	GL	1998	IAA
Chile	Tapado	Norte Chico	GL	1998	CEAZA, CAZALAC
	Echaurren	Chile Central	GL	1975	DGA
	Mocho	Reg. de Los Lagos	GL + GE	2003	CECS
	Nef	Campo de Hielo N	H	2005	IRD, DGA, CECS
	Chico	Campo de Hielo S	GL + GE	1994	CECS, Uch
	Tyndall		GL	1985	UMAG/ CEQUA
	Lengua	Gran Campo Nevado	GL	1999	PGCN
	Patriot Hills	Antártica	GL + GE	1995	CECS

GL Glaciological mass balance.

H Hydrological measurements.

GE Geophysical prospecting in order to determine ice thickness.

Source: Snow and Ice Work Group



Section 3

Glacier retreat in the context of regional climate change

This section⁸ begins with a review of the main results of the evaluations on the evolution of tropical glaciers. Then, mass balance data from Bolivia and Ecuador since the beginning of the 1990s is analyzed using measurements on the entire surface of the glaciers to highlight the fact that glaciers

located in the Central Andes respond simultaneously to climate fluctuations. The relationship between ENSO events and mass balance fluctuation is also analyzed. Finally, the conclusions on this issue are presented.

3.1 A clear acceleration of glacier retreat since the 1970s

In all the glaciers in which the mass balance has been estimated, it has been observed that the response time of the ice front in the face of climate variations is relatively short (generally one year). This phenomenon is due to the fact that in small glaciers (such as tropical glaciers), the ablation rates increase toward the lower part at rates generally greater than those in glaciers of medium altitude (Kaser and Osmaston, 2002).

It is important to emphasize that all the glaciers observed in the Central Andes have accelerated their retreat during the last 25 years. Figure 3.1 (next page) shows the evolution of 10 of them.

Despite the fact that the data series is not continuous before the 1980s, the following conclusions can be drawn:

- a. Although information between 1948 and 1970 is scarce, evidence of the Peruvian Cordillera Blanca (Broggi, Uruashraju and Yanamarey glaciers) indicates a moderate retreat of 50 to 150 m per decade.
- b. Glaciers remained relatively stable during the 1970s (and even since some years before). Retreat was limited to around 100 m per decade.
- c. After 1980, retreat was rapid and widespread, although it occurred in stages. A first stage of acceleration occurred in the early 1980s, followed by a deceleration until the beginning of the 1990s. The process accelerated again in the middle of that decade.
- d. After pausing between 1999 and 2001, the retreat accelerated again.

⁸ The authors of this section are: Bernard Francou, Thomas Berger, Bolívar Cáceres, Eric Cadier, Alejo Cochachin, Vincent Favier, Robert Gallaire, Jesús Gómez, Luis Maisincho, Javier Mendoza, Bernard Pouyaud, Antoine Rabatel, Edson Ramírez, Jean-Emanuel Sicart, Alvaro Soruco, Marcos Villacis, Patrick Wagnon and Marco Zapata.

In the Charquini Sur glacier, a photogrammetric reconstruction of aerial photographs from 1940, 1956, 1963, 1974, 1983 and 1997, completed by topographic measurements taken in 2004, shows that between 1940 and 1974 a moderate mass balance deficit of 300 mm w.e. a⁻¹ was produced.

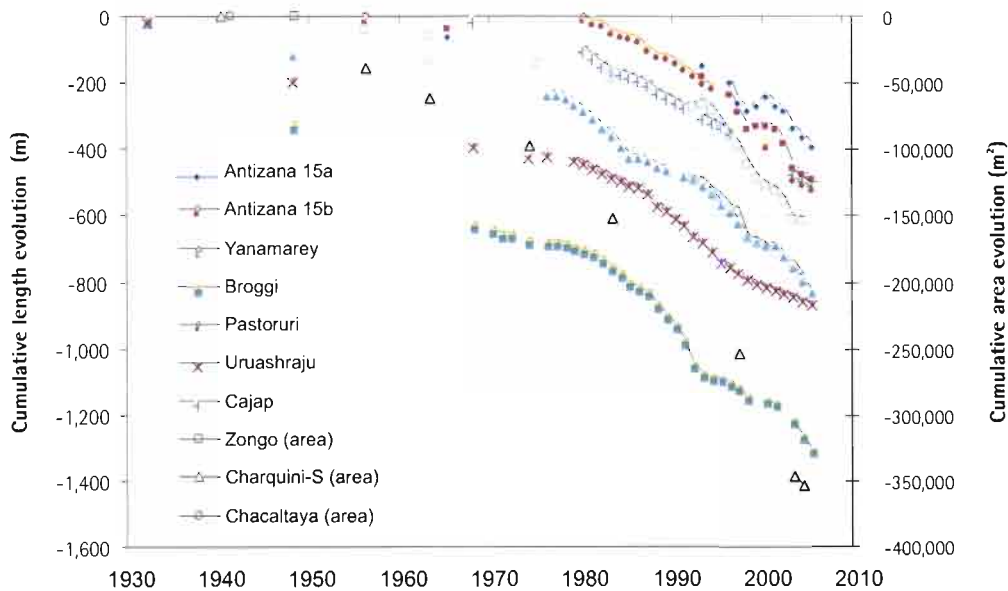
However, this increased to 750 mm w.e. a⁻¹ in the past few decades (Rabatel et al. 2005), as shown in Figure 3.2 (page 45). This new observation confirms a previous estimate made by Ramírez et al. (2001) for the Chacaltaya glacier, which shows an increase in the deficit since 1983, which accelerates after 1991.

One might get the impression that the retreat has less effect on the large ice masses located in the high-altitude ice capped mountains. However, a recent photogrammetric analysis performed by Jordan et al. (2005) on the Cotopaxi volcano (Ecuador), at 5,987 masl and 15 km² of glacier surface in 1997, shows that its ice mass was reduced by 30% between 1956-1976 and 1976-1997 (see Figure 3.3, page 46).

A similar retreat has been estimated by Brecher and Thompson (1993) for an outlet glacier of the ice capped Quelccaya in Peru. In Ecuador, as in other areas of the Central Andes, the acceleration observed since 1975-1980 appears to provide evidence of climate change on a regional level.

Figure 3.1

- Evolution of length (left) and area (right) of ten glaciers in the Central Andes⁹ -

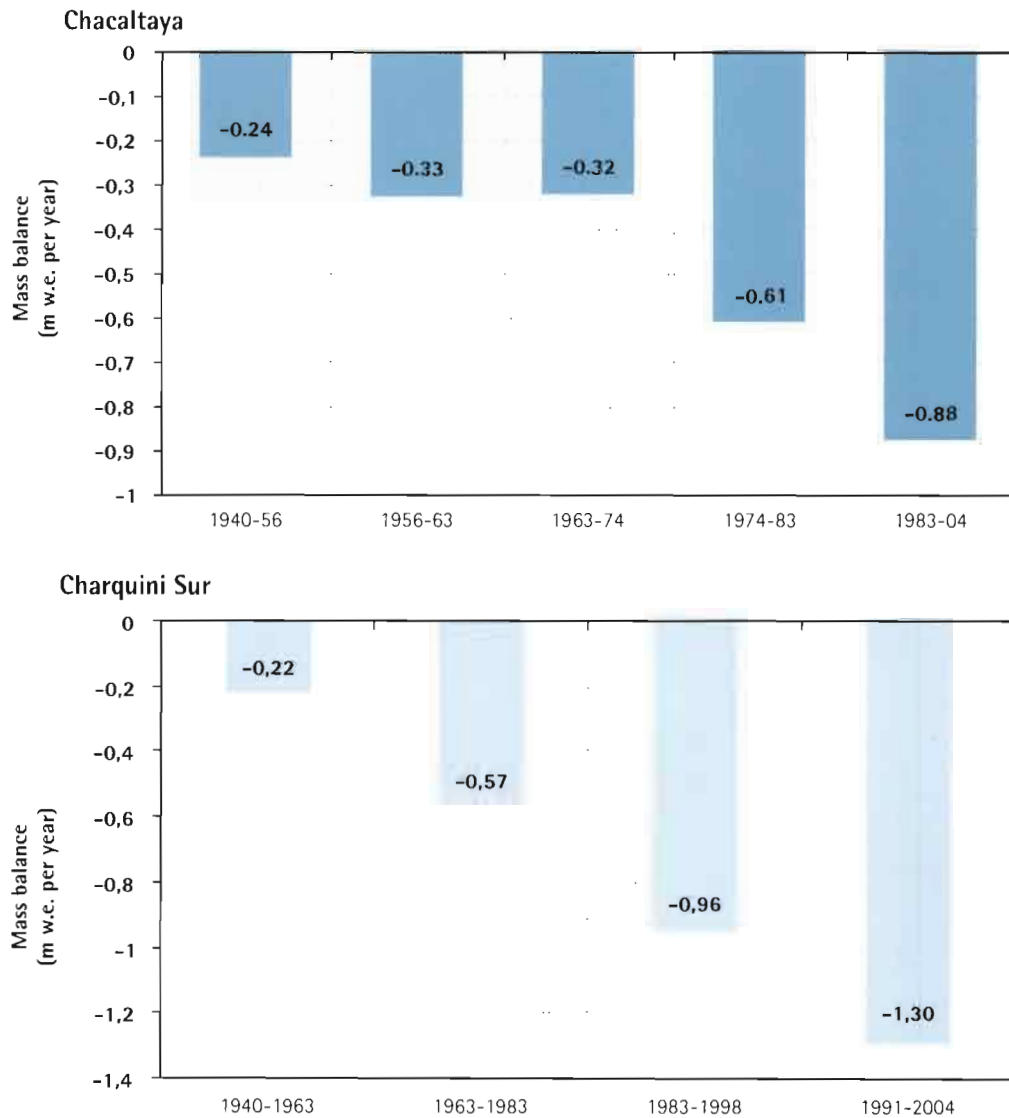


Source: IRD,IHH,SENAMHI-Bolivia,INRENA,INAMHI

⁹ Data from direct measurements and aerophotogrammetric reconstructions. Only the evolution of the area of the Bolivian glaciers (Zongo, Chacaltaya and Charquini Sur) is shown in terms of area changes.

Figure 3.2

- Estimate of the average mass balance of the Charquini Sur and Chacaltaya glaciers in Bolivia¹⁰ -

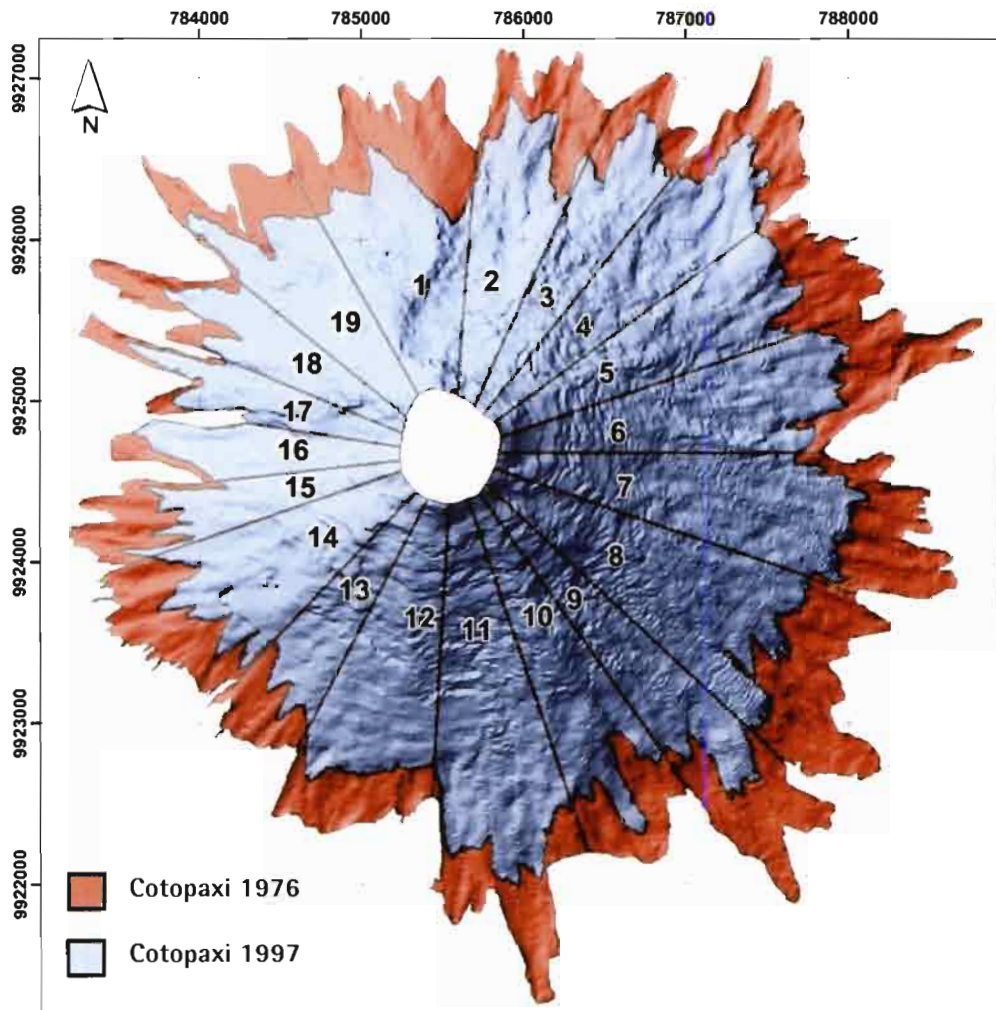


Source: Ramirez et al., 2001; Rabatel et al., 2005.

¹⁰ Periods before 1991 (Chacaltaya) and 1997 (Charquini Sur) have been analyzed using aerophotogrammetry. Note that the last two periods of Chacaltaya overlap.

Figure 3.3

- Retreat of glaciers on Cotopaxi (Ecuador) in the last three decades¹¹ -



Source: Jordan et al., 2005.

¹¹ The glaciers are numbered clockwise beginning on the north side. The red represents the retreat between 1976 and 1997. The retreat between 1956 and 1976 was not significant.

3.2 Variability of mass balance since the beginning of the 1990s

3.2.1 "Small" and "large" glaciers

There is a strong relation between mass balance and the size of a glacier. As can be observed in Figure 3.4 (upper, next page), the Zongo and Antizana 15a glaciers lost 400 to 600 mm w.e. a⁻¹ during the analyzed periods¹², while the deficit of Chacaltaya reached 1,300 mm w.e. a⁻¹, a rate consistent with that of the Charquini Sur glacier.

It is important to note that the analysis of trends hides a strong interannual variability. Fluctuations between positive balances and deficits of up to 2,000 mm w.e. a⁻¹ were observed in the Zongo and Antizana 15a glaciers during the same analysis period (Figure 3.4 lower, next page).

Glaciers such as Zongo and Antizana, which maintain considerable accumulation zones at high altitudes (greater than 5,500 masl) may recover mass in certain years, even if the loss

is greater than the accumulation. However, the mass balances of the Chacaltaya and Charquini Sur glaciers, both with surface areas less than 0.5 km², have been consistently negative. Even the Charquini Sur glacier, which was selected as an alternative source of information to Chacaltaya, experienced a similar deficit during the first three years of measurements.

Based on these observations, it may be concluded that small glaciers without a permanent accumulation zone are strongly unbalanced.

A deficit of around 1,000 mm w.e. a⁻¹ may lead to their extinction within a decade or two. Likewise, if the lag of several months that occurs because of the different periodicity of hydrological years is taken into account, it may be concluded that glaciers such as Zongo and Antizana 15a, separated by 16 degrees of latitude, have experienced a similar evolution.

3.2.2 Comparison between the ablation rates and compared seasonality in Bolivia and Ecuador

The mass balance in the ablation zone reflects the evolution of the surface energy balance of a glacier. Figure 3.5 (page 49) presents this indicator measured in different areas of the ablation zone of the Zongo, Chacaltaya and Charquini Sur glaciers in Bolivia and the Antizana 15a glacier in Ecuador.

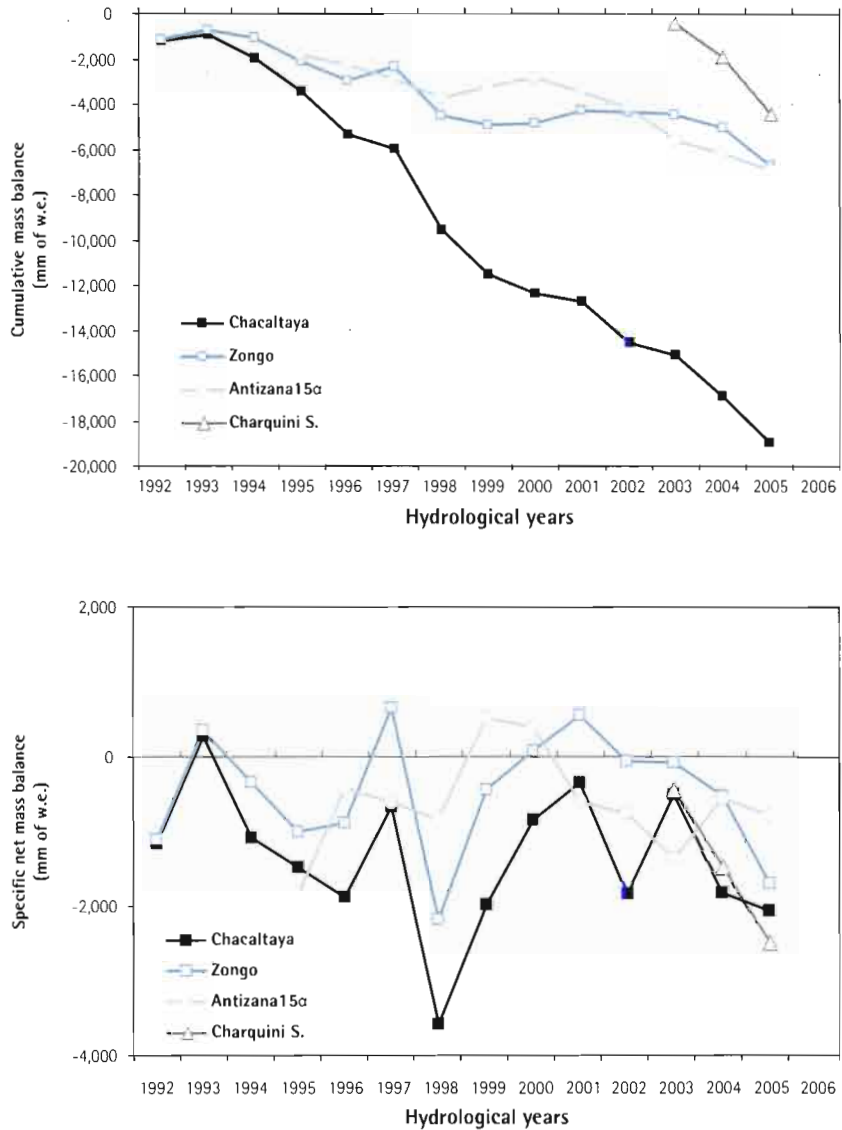
While the comparison of ablation rates does not provide much information, because these depend on the particular

conditions of each glacier, it is possible to examine the simultaneity in their evolution. In the four glaciers mentioned, the ablation rates were greater in 1995, 1997 and 1998; and lower in 1993, 1996, 1999 and 2000. Also, it may be observed that the evolution of the Antizana glacier was ahead of the evolution of the Bolivian glaciers by at least six months. It may be implied that this phenomenon is due to the weak effect of seasonality in areas close to the equatorial line. In fact, climate changes that occur at any moment of the year would be immediately reflected in the evolution of the Antizana glacier, while in Bolivia this would take place only in the summer (October–March).

¹² Note that the hydrological years are different for Bolivia and Ecuador. For the Zongo and Chacaltaya glaciers, 1992 is considered to be the period from September 1991–August 1992, while for Antizana 15a, it is January–December 1992.

Figure 3.4

- Annual and cumulative evolution of the glacier mass balances Chacaltaya, Zongo, Antisana 15α and Charquini Sur -



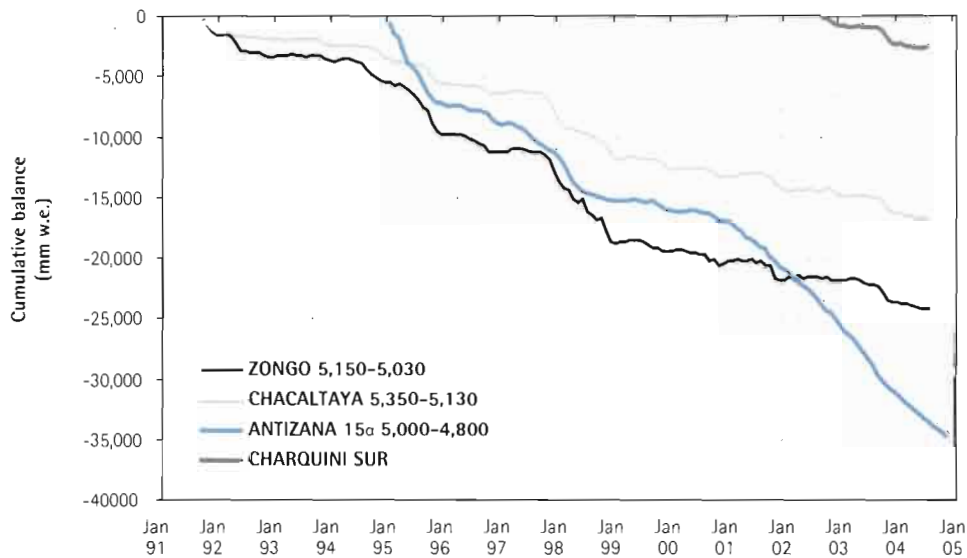
Source: IRD, IHH, SENAMHI Bolivia, INAMHI, EMAAP-Q.

In Bolivia, the annual ablation takes place mainly between the months of October and April. These months represent 98% of the mass balance interannual variability, of which 78% is produced between December and February (Francou et al., 2003) (see Figure 3.6 upper, next page). This strong seasonality is the consequence of the cumulative effects of different flows over the surface of the glacier.

In Ecuador, although ablation is intense throughout the year, maximum variability occurs from April to May and from August to September – that is, on the dates closest to the equinoxes (Figure 3.6 lower, next page). In terms of processes, the differences between the outer tropics (Bolivia, 16°S) and the inner tropics (Ecuador, 0°28S) are not only due to the seasonality of ablation but also to the processes themselves that are responsible for ablation.

Figure 3.5

- Cumulative mass balance in different areas of the ablation zone in four glaciers¹³ -

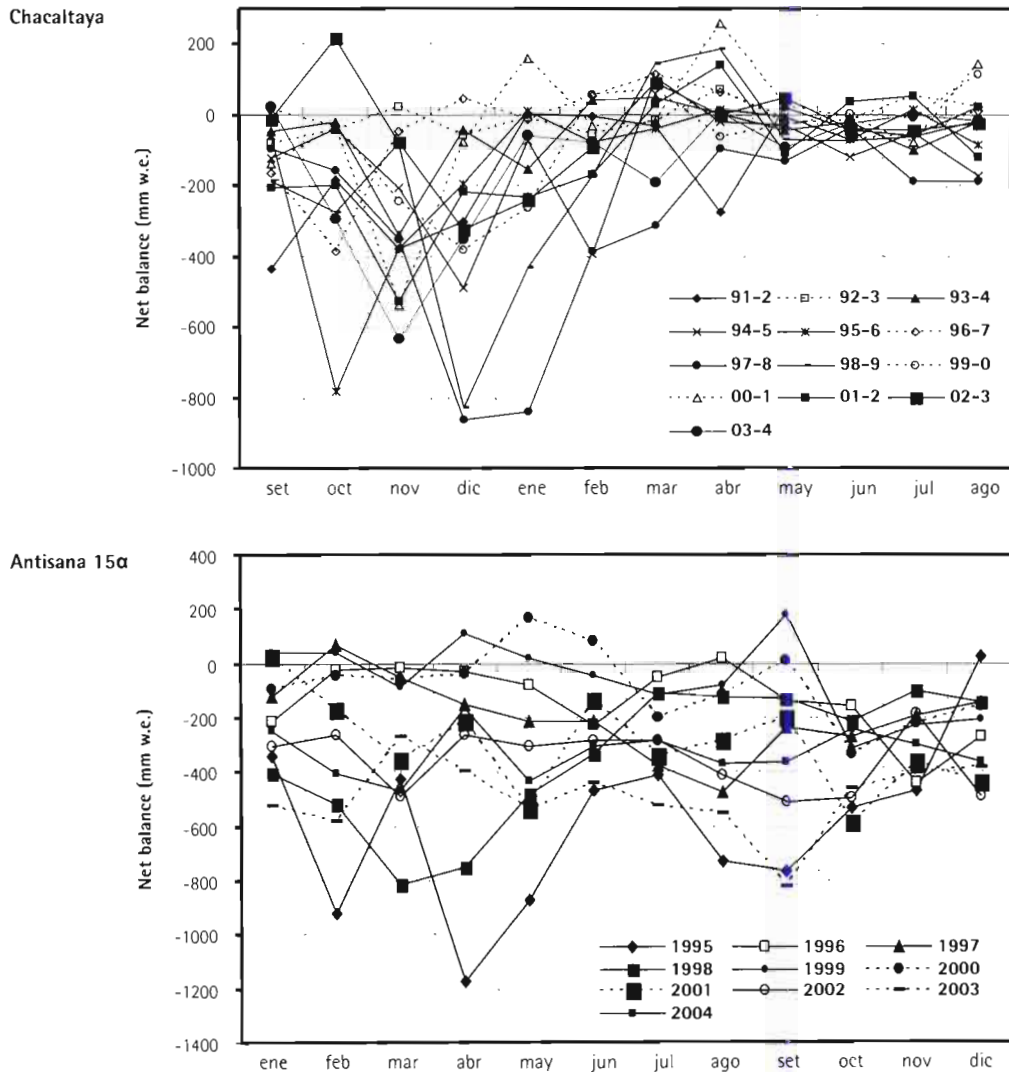


Source: IRD, IHH, SEMAMHI Bolivia, INAMHI.

¹³ Note that the altitudes are not the same as those of Figure 3.4, in page 48. This graph includes the entire surface of the Chacaltaya and Charquini Sur glaciers, most of the lower zone of Antizana 15a and a significant part of the upper ablation zone of the Zongo glacier. The frontal zone of this glacier was not included due to the fact that its elevated slope alters the measurement.

Figure 3.6

- Mass balance in the ablation zones of the Chacaltaya (Bolivia) and Antisana 15α (Ecuador) glaciers¹⁴ -



Fuente: Francou et al., 2003; 2004

¹⁴ Mass balance values expressed in millimeters of water equivalent. The data from the Chacaltaya glacier are from September to August, while those of Antisana 15α are from January to December.

3.2.3 Mass balance and surface temperature of the equatorial Pacific: Influence of ENSO

The two opposing phases of ENSO events explain the most contrasting situations observed in the glaciers of the Central Andes, both in Bolivia and in Ecuador.

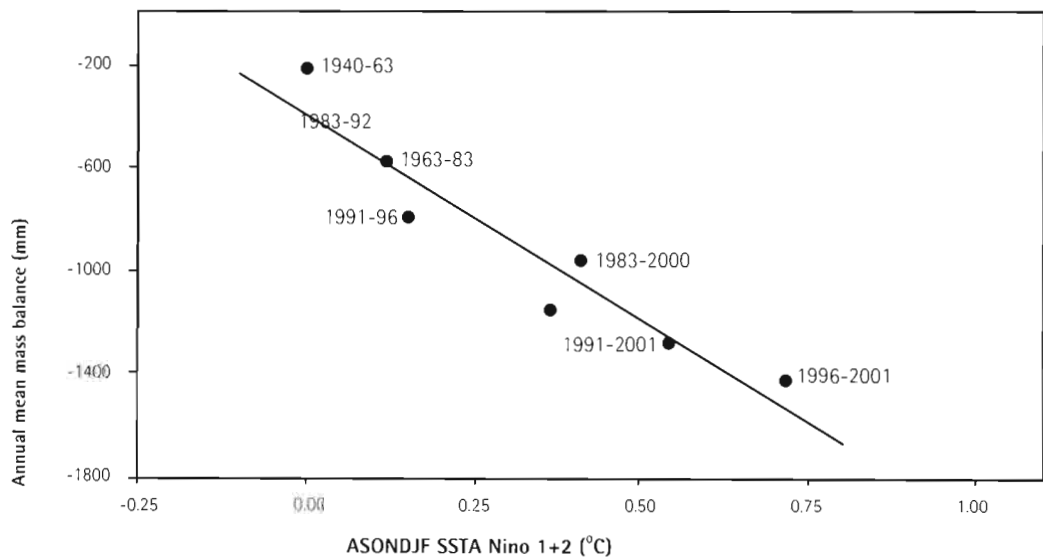
In the Antizana 15a glacier, the mass balance is closely correlated (negatively) to the sea surface temperature in the Niño-4 sector of the equatorial Pacific¹⁵. Figure 3.8 (next page) shows the close correlation (i) between the ablation rates in the lower part of the glacier (under 5,000 masl) and an ENSO indicator in the Central Pacific; and (ii), between the same ablation rates and the reanalyzed temperature at the altitude of the glacier.

In Bolivia, a correlation may be observed between the mass balance of the Chacaltaya glacier and the sea surface temperature. In the Niño 1+2 sector during the summer months, the correlation shows a two-month phase lag (August and February). This relation may be observed in Figure 3.7 (below).

Likewise, Arnaud et al. (2001) analyzed the influence of ENSO on precipitation and temperature in the region of the Sajama volcano, located in the western part of the Bolivian highlands, 100 km from the Pacific coast. The authors examined the altitude variation of a portion of the snowline between 1963 and 1998. The results show a general elevation of the snowline between 1963 and 1998, with a sustained increase between 1984 and 1990, as shown in Figure 3.9 (page 53).

Figure 3.7

- Relation between the mass balance of the Chacaltaya glacier and the sea surface temperature in the Niño 1+2 sectors¹⁶ -



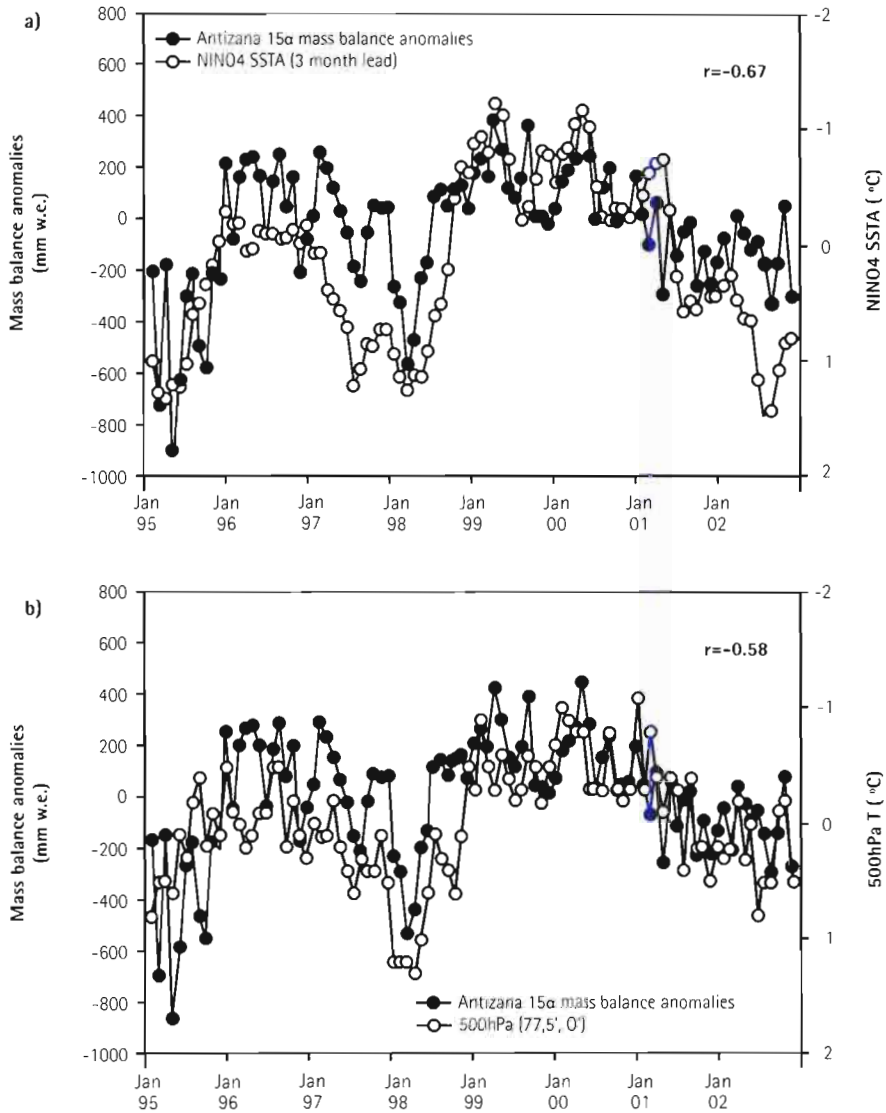
Fuente: Francou et al., 2003

¹⁵ The equatorial Pacific is divided into four "El Niño" sectors which go from Niño-1 (northern Peru-Ecuadorian coast) to Niño-4.

¹⁶ Sub- and multi-decade annual mass balance averages. Sea surface temperature measured between August and December.

Figure 3.8

- Anomalies between the mass balance in the lower part of Antizana 15α (Ecuador) and the sea surface temperature in the Niño-4 sector¹⁷ -

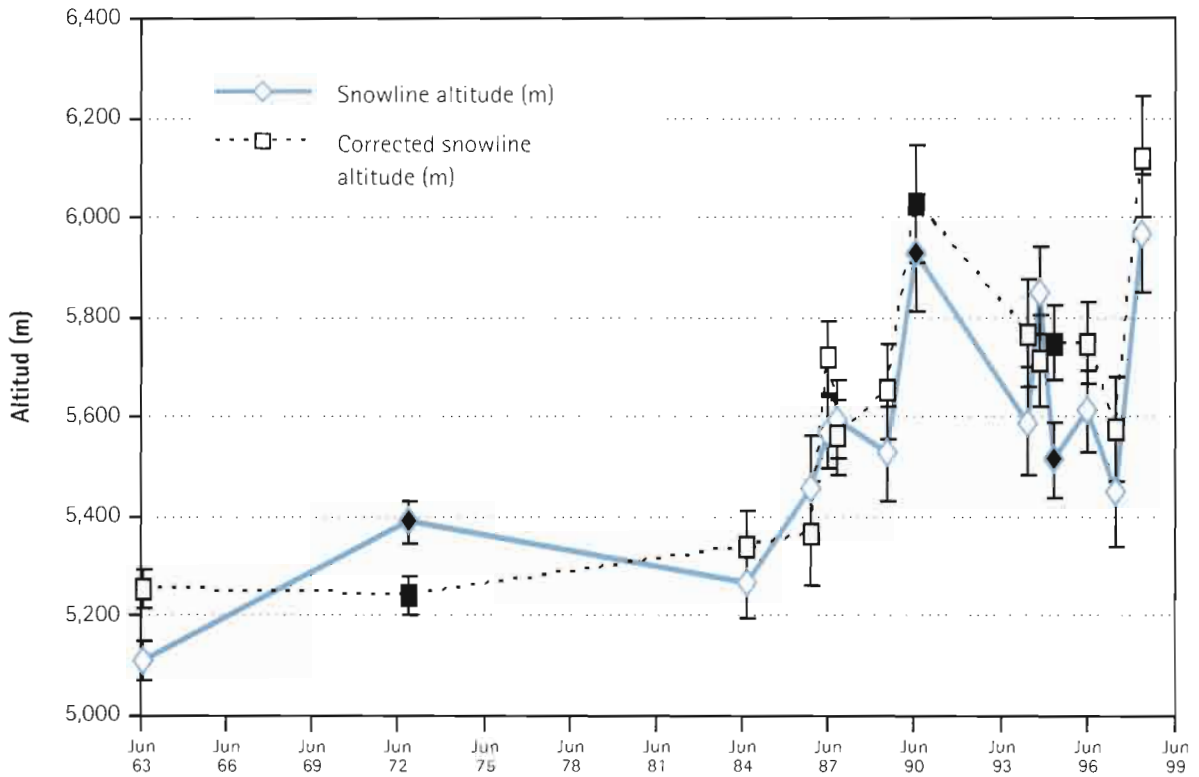


Source: Francou et al., 2004

¹⁷ Upper figure: Anomalies regarding the average between the mass balance of the lower part of the Antizana 15α glacier and the sea surface temperature in the Niño-4 sector.
 Lower figure: The same mass balance anomaly in relation to the temperature of the atmosphere at 500 hPa. Values expressed in millimeters of water equivalent.

Figure 3.9

- Evolution of the snowline of the Sajama volcano -



Source: Arnaud et al, 2001.

3.3 Is the glacier retreat in the Andes exceptional?

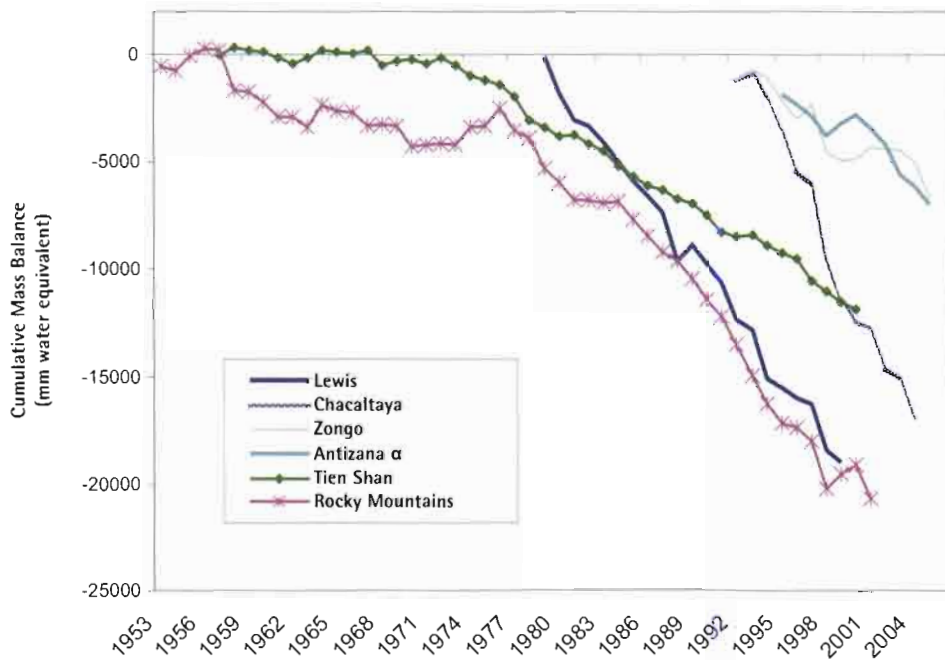
In a recent study, Francou and Vincent (2007) compiled information on 75 mountain glaciers located in different massifs of the world. This information offers the possibility of comparing the retreat rates of tropical glaciers with those of glaciers located in other latitudes.

(600-400 mm w.e. a⁻¹) is not exceptional when compared with the averages calculated in the massifs of the Rocky Mountains (North America) or Tien-Shan (Central Asia). "Small" glaciers located in tropical regions such as Kenya and Bolivia suffer similar losses (about 1,000 mm w.e. a⁻¹).

As seen in Figure 3.10 (below), the retreat rate determined from the cumulative mass balances of the Central Andes

Figure 3.10

- Cumulative evolution of mass balance in different glaciers of the world¹⁸ -



Source: Francou and Vincent, 2007

¹⁸ Three glaciers of the Central Andes (Chacaltaya, Antizana 15a and Zongo), the Lewis glacier (Kenya), others located in the Rocky Mountains (North America) and Tien Shan massifs (Central Africa).

3.4 Conclusions on the relation between glacier retreat and regional climate change

More than a decade of observing glaciers allows the following conclusions to be drawn:

- a. The retreat of glaciers located in the Andean Tropics has intensified since the end of the 1970s.
- b. The magnitude of the retreat depends on the size of the glacier. Those glaciers considered large have lost between 400 and 600 mm w.e. a^{-1} since the beginning of the observation (1991-1995), while small glaciers have retreated at greater rates (between 1,000 and 1,300 mm w.e. a^{-1}). Given that the Equilibrium Line Altitude (ELA) is located above 5,000 masl, glaciers that do not have large areas above this level are in danger of extinction in the near future. This is the case with Chacaltaya.
- c. Mass balance measurements have revealed the existence of great variability within the seasonal pattern, this variability is more intense in certain months. This suggests that the relation between climate and mass balance is concentrated in key periods during which the radiative flow is highest in the upper atmosphere and precipitation is strong but variable.
- d. The contribution of warm (weak or moderate) ENSO events to the retreat of tropical glaciers in the Andes has been significant. Some cold events may restore part of the ice mass, but only in glaciers with large accumulation

areas located above 5,400 masl. Small glaciers do not recover mass, they only reduce their deficit.

- e. Due to important differences in the climate seasonality in the inner tropics (Ecuador) and the outer tropics (Peru and Bolivia), the active processes in the surface of a glacier must also be different.
- f. The glacier retreat rate in the Central Andes does not seem to be exceptionally high in comparison with the rest of the world. Other tropical glaciers are retreating at similar rates, such as the Lewis glacier in Kenya, but continuous observations are too irregular to be certain. Although no generalizations can be made, similar retreat rates have been observed in non-tropical areas.

More observation is necessary to confirm whether the current retreat is a long-term process related to global warming.

The observation carried out shows that the "Pacific Shift" has played a fundamental role in the acceleration of the Andean glaciers retreat since 1976. For this reason, it is necessary to continue analyzing the effect of the behavior of the Pacific Ocean on the glaciers of the region and how this combines with the trend toward atmospheric warming that scientists predict for the future.



Section 4

Glacial fluctuations in the Central Andes during the last millennium

IRD's Great Ice program¹⁹ has recently focused on reconstructing the fluctuations recorded in glaciers in the last centuries. These observations are a key factor in getting a better understanding of glacier behavior patterns given the present climate variability and thus reconstruct the multiannual climate variability based on past glacier fluctuations.

Studies have focused on the period known as the little ice age (centuries ~XIV to XIX) because controls left by glaciers (moraine cordons, generally) during these six centuries are clearly identifiable and favorable to using absolute date methods.

The term "little ice age" (LIA) was proposed by Matthes (1939) to describe a glacial period that occurred during the

last millennium. During the last few decades, a great deal of evidence has been found of the extension of the LIA in different mountain massifs in both hemispheres (Alaska, the Rocky Mountains, the Alps, the Caucasus, Tien Shan, New Zealand, Patagonia and Antarctica).

From a climatological point of view, the LIA may be defined as a cold period that occurred between the 14th and 16th centuries. Different estimates show that the mean temperature in this period was between 1 and 2°C lower than the average between 1961–1990, with a higher level of wintertime precipitation. However, recent reconstructions reveal that there was a high level of variability, both spatial and temporal (Matthews and Briffa, 2005).

4.1 What is the importance of studying the Little Ice Age (LIA)?

The LIA is a perfect example of natural climate variability, which serves as a basis for analyzing the effects of human action on the planet. This period is also important for analyzing future climate trends, since some estimates show temperature changes at the end of the 21st century similar to those occurred during the LIA.

Tropical glaciers are especially sensitive to climate change. They provide both an archive of past changes as well as a tool for researching regional climate variability and its relation to the middle and high latitudes in both hemispheres.

The variability of the climate during the last few centuries has generated fluctuations in the extension of glaciers. Documentation of the past evolution of glaciers constitutes a reference for comparing projections of their future evolution. This is a matter of fundamental importance for the Andean countries, due to the fact that the water coming from the melting of glaciers provides one of the main sources of electrical energy production in the region and supplies drinking water to some of its main cities.

¹⁹ The authors of this section are Vincent Jomelli, Antoine Rabatel, Patrick Ginot, Vincent Favier, Delphine Grancher, Daniel Brunstein, Jesús Gómez, Abraham Machaca and Bolívar Cáceres.

4.2. Regional history of glacial fluctuations

In order to document the LIA in the Andes, scientists from the IRD (France), the University of San Andres (Bolivia), the National Institute of National Resources - INRENA (Peru) and the National Institute of Meteorology and Hydrology - INAMHI (Ecuador) carried out a study of 90 glaciers located in Bolivia, Ecuador and Peru (Rabatel et al., 2005, 2006, Jomelli et al., 2006a,b). The methods used to date the moraines were essentially based on lichenometry, in other words, calibration based on the time a certain species of lichens found on the blocks needs to grow (Jomelli et al., 2006a). Although lichenometry must be cross-referenced with other methods to provide definitive dates, it has been found that the conditions in the higher tropical Andes are very favorable to the study of the *Rhizocarpon Geographicum* species.

Processing field data has required devising a new statistical method (Naveau et al., 2006). Reconstructing the glaciers surfaces and volumes required using photogrammetric methods and topographic field surveying in a significant number of LIA moraine systems in particular in Bolivia (Rabatel et al., 2006). In addition, in Ecuador and Peru,

several historical archives, including paintings, drawings, or chronicles were used as documentary support to estimate the glaciers extension and dates (Francou, 2004).

The results of this study show evidence of the advance of the LIA in the Andean Tropics.

Moraines dating from the 14th century have been found at the base of glaciers between 4,100 and 4,300 masl located in the Cordillera Blanca in Peru and the Cordillera Real in Bolivia, suggesting the occurrence of a glacial advance during the first centuries of the last millennium. The moraines deposited before the 14th century are much older, meaning that the area of the glaciers may have shrunk at the beginning of the last millennium. However, in many glaciers the moraine phase of the 14th century is not present, as is the case with the Laca or de Kinzl glaciers in the Cordillera Blanca.

The phase of the 14th century has not been observed in either Ecuador or Bolivia, where it probably occurred but was covered up by the maximum advances of the 17th and 18th centuries.

4.2.1 Maximum extension of the LIA in the Central Andes

In Ecuador (between the parallels of 0°S and 6°S), the maximum extension of the LIA occurred in two periods. In glaciers located above 5,700 masl (volcanoes such as Chimborazo or Antizana), this occurred around 1730. In glaciers located on peaks lower than 5,400 masl, the maximum extension of the LIA occurred around 1830. Other measurements indicate that this last glacial advance also occurred in high-altitude peaks (Jomelli et al., 2006c).

Glacial advances were also recorded in two periods in Venezuela (Polissar et al., 2006). The first occurred between 1640 and 1730 and the second between 1800 and 1820.

In the outer tropics (between the 10°S and 16°S parallels), the maximum extension of the LIA occurred several decades earlier. In the Cordillera Blanca, this occurred around 1630. In Bolivia, the glaciers reached their maximum extension between 1657 and 1686 (Rabatel, 2005; Rabatel et al., 2005, 2006).

4.2.2 Glacier retreat between the 17th and 20th centuries

Since the maximum extension of the LIA, glaciers have evolved in a notably homogeneous manner. Retreat occurred slowly between the 18th and 19th centuries, but accelerated rapidly starting in 1840 (especially between 1880 and 1910).

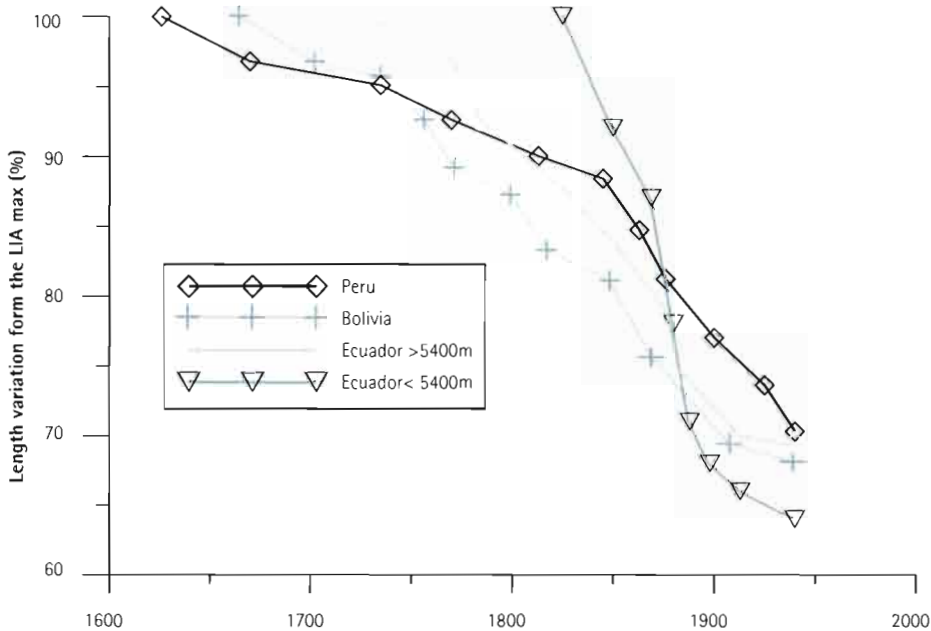
In Ecuador, two glacial advances were recorded immediately after the maximum extension of the LIA in seven glaciers situated on volcanoes at high altitude (approximately 1748 and 1786). The moraines located near what was the maximum extension of the glaciers allow the estimation of a slow retreat of between 7 and 15% of their total length during the 18th century.

Another important advance occurred around 1830, during which time glaciers located on low-altitude peaks advanced beyond the maximum point recorded in the 18th century. From that moment on, all glaciers located between 6,000 and 5,400 masl showed an identical pattern: a slight retreat toward the middle of the 19th century, and a strong one between 1870 and the beginning of the 20th century. Between 1830 and 1870, glaciers located at high altitudes lost 15% of their area, while those located at lower altitudes lost 18%.

From the beginning of the 20th century until 1950, the retreat was relatively moderate. High- and low-altitude glaciers lost 11 and 15%, respectively.

Figure 4.1

- Tropical Andes: Evolution since the maximum extension of the LIA -



Source: Francou and Vincent, 2007.

Glaciers located in the outer tropics showed the same pattern. After reaching their maximum extension in the second half of the 17th century, they retreated continuously during the 18th and 19th centuries, when only minor advances occurred (such as those of the 1730s and 1800s). It is important to mention that this continuous retreat occurred only in the Andean Tropics, while glaciers located in the northern hemisphere recorded advances between 1550 and 1880.

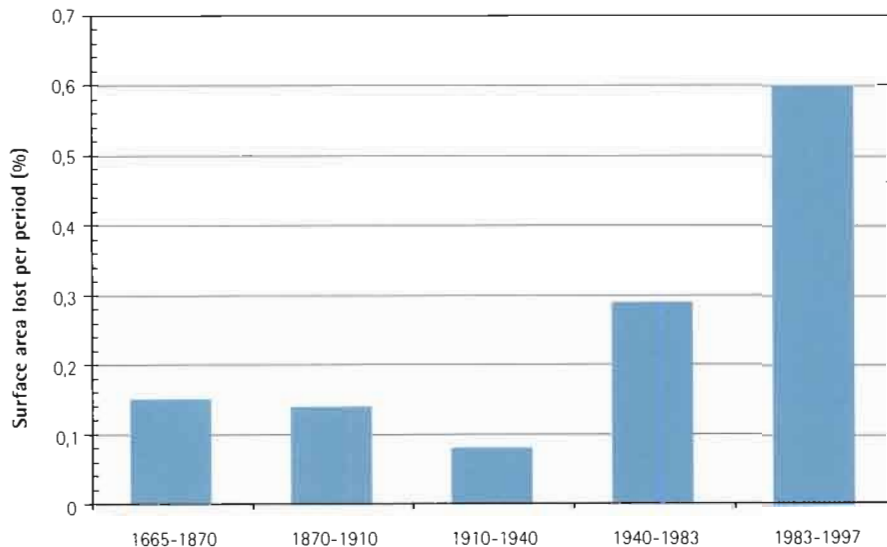
In Bolivia, Rabatel et al. (2006) observed that during the period between the middle of the 17th century and the end of the 19th century, all glaciers retreated around 1,000 m. Expressed in terms of annual averages for the different glaciers, the reduction in area was 0.15% per year between the maximum extension of the LIA and the end of the 19th century (Figure 4.2, below).

Peruvian and Bolivian glaciers lost around 15% of their area in the 18th century and about 19% in the 19th century. During the first decades of the 20th century, the glaciers located in the Cordillera Blanca and the Cordillera Real retreated slowly, with the exception of a significant advance in the 1920s. Another notable retreat occurred in the 1930s and 1940s (Kaser and Georges, 1997; Georges, 2004).

During the second half of the 20th century, the glacier retreat accelerated drastically. This retreat may be of the same magnitude as that which occurred between the maximum extension of the LIA and the middle of the 20th century.

Figure 4.2

- Evolution of the surface area of the Charquini glacier (Bolivia) -



Source: Rabatel (2005)

4.2.3 Compared evolution of glaciers during the LIA

Between the beginning of the LIA and the early 20th century, the majority of the advances and retreats that occurred in Andean glaciers also occurred in mountain chains located in the middle latitudes. Significant extensions of glaciers were observed in the European Alps and the Rocky Mountains of Canada in both the 14th century and the middle and end of the 17th century (Grove, 1988; Luckman, 2000; Le Roy Ladurie, 2004). During the first half of the 18th century, they also occurred in Scandinavia (Nesje and Dahl, 2000), Patagonia (Luckman and Villalba, 2001) and the Alps of southern New Zealand (Winkler, 2004). Advances were also recorded at the beginning of the 19th century in the Alps.

Parallels in various phases of glacier retreat were also recorded. During the second half of the 18th century, both

glaciers located in the Andean tropics as well as the Alps (Zumbühl and Holzhauser, 1988) and Scandinavian mountain chains (Nesje and Dahl, 2003) retreated progressively. Likewise, the increase in the speed of the retreat that occurred between 1860-1870 and the beginning of the 20th century coincides with similar processes throughout the world, particularly in the Alps (Grove, 1988).

Significant differences also exist, however. For example, the magnitude of the advances was clearly different between the different mountain massifs worldwide. On one hand, the maximum glacial advance did not occur at the same time in the different cordilleras of the Tropical Andes and the rest of the world. On the other, only one phase of maximum extension of the glaciers occurred in the Tropical Andes during the LIA from the 17th century on, while in the Alps, at least three glacial advances of the same magnitude occurred in the same period.

4.3 Climate conditions that may explain the evolution of tropical glaciers during the LIA

Various studies have shown that the interannual variability of the mass balance of tropical glaciers depends mainly on the variability of solid precipitation²⁰. This is due to the fact that a precipitation deficit translates to a reduction in the accumulation of snow, which favors the rapid formation of ice when the snow layer disappears.

Temperature variations also affect the mass balance through the phase (liquid/solid) of the precipitation. In effect, if the air temperature rises, so does the altitude at which precipitation converts from liquid into snow. This change of precipitation phase has more effect on glaciers closer to the equatorial line, such as those in Ecuador or Colombia, where they reach a lower average altitude, than glaciers close to the tropics, which are located at a higher average altitude.

The occurrence of rain over glaciers has an indirect effect, above all on the albedo. The slight quantity of water reaching the surface of the glaciers and its temperature, which is too low, do not contribute to a direct increase of ablation due to the contribution of heat.

The peak of the LIA in Peru and Bolivia occurred during a period known as the "Maunder minimum of insolation" (1645-1715), during which solar radiation was approximately 0.24% lower than at present, which generated a worldwide atmospheric chilling of approximately 1°C (Rind et al. 2004). This coincidence reinforces arguments on the relation

between solar activity and glacial expansion (Eddy, 1976). In the tropics, this relation may be more evident, since the radiative balance is one of the key factors in the behavior of tropical glaciers (Wagnon et al., 1999).

In Ecuador, slightly drier or warmer conditions in the middle of the 17th century in comparison to the 18th century may explain the different seasonality of the peak of the LIA when compared with Bolivia and Peru. During the LIA, the ELA was around 150 m less than today. For this reason, the lowest altitude at which glacial fronts were found (approximately 600 m) may have been the necessary consequence of a more intense accumulation process than is currently the case.

The hypothesis of an increase in precipitation is in line with other climate indicators. Various samples of ice extracted from snow-capped peaks located in the Tropical Andes suggest colder conditions during that time period (Thompson et al. 1985, 2006).

It may be concluded that the main reason for which a glacier retreat has been occurring since the second half of the 18th century is a gradual decrease in precipitation. The change toward drier conditions that has occurred since that time is evidenced in ice samples obtained in Bolivia and Peru (Thompson et al., 1985), in the analysis of pollen records in the region of Sajama (Bolivia) (Liu et al., 2005) and in the analysis of old lagoons levels (Chepstow-Lusty et al., 2003).

²⁰ Wagnon et al., 1999; Francou et al., 2003, 2004; Favier et al., 2004a; Sicart et al., 2005

Box 4.1

- Glaciers with moraines of the LIA (Ecuador) -

Glacier circus from Caldera del Altar in Ecuador. In the upper picture, a 1903 watercolor from Rodolf Reschreiter shows the glacier surface covering the entire circus. It can be noticed a glacier decrease from the lateral moraine deposit, corresponding to a maximum extension of the Little Ice Age (LIA).

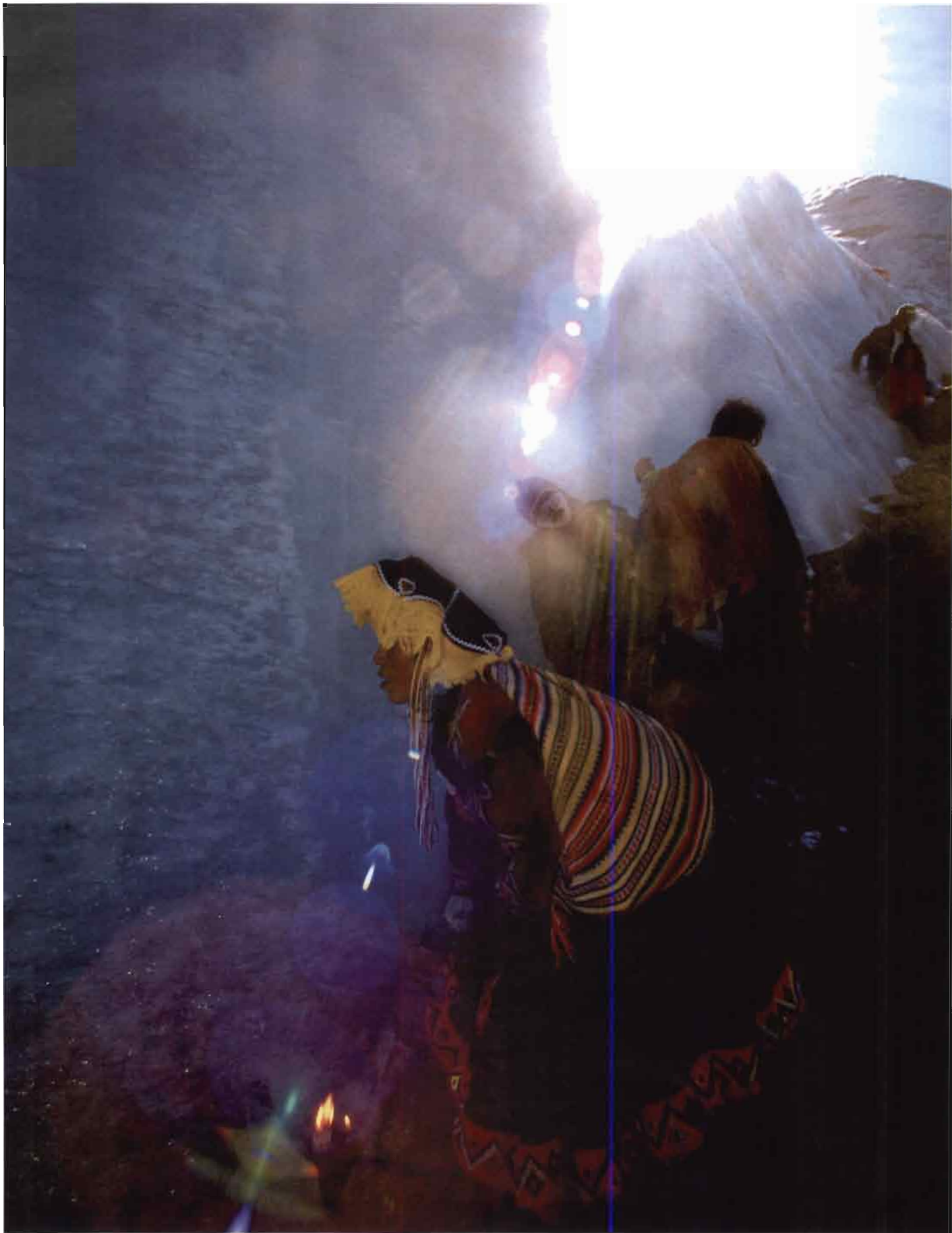
The lower picture shows the same glacier circus in 2001, where the glacier retreats toward the walls of the upper circus. The estimated depth for the Yellow Lake is 50 meters. It is estimated that its glacier tongue in the XVII-XIX century had more than 100 meter depth over the place where it is currently placed.

© Private collection
© IRD- Bernard Francou



© IRD- Bernard Francou





Section 5

Mass balance versus climate: accumulation and ablation

This section²¹ describes the variety of climate information that can be obtained from the mass balance study. Annual mass balance data are directly related with (i) ice accumulation, which depends on precipitation as well

as avalanches and wind; and (ii) ablation, which directly represents the surface energy balance (SEB). SEB is the ratio between local meteorological variables and glacier surface melting.

5.1 Net accumulation variability

The amount of accumulated ice is measured annually or biannually at the upper part of the glacier (called the "accumulation zone"). In spite of the existing difficulties to identify the accumulation layer corresponding to a hydrological year, it has been possible to get annual mass balance data in the Central Andes. Results indicate that net accumulation measured above 5500 m.a.s.l. shows values between 700 and 1200 mm w.e. a⁻¹. There have been no observations of larger net accumulations, probably due to the atmosphere's inability to retain vapor at this altitude.

There has also been distinct interannual variability. In fact, in the Zongo glacier (Bolivia), net accumulation values varied from less than 500 to up to 1,200 mm w.e. a⁻¹, while the adjacent moraines show values between 700 and 1200 mm w.e. a⁻¹ (Berger et al., 2005).

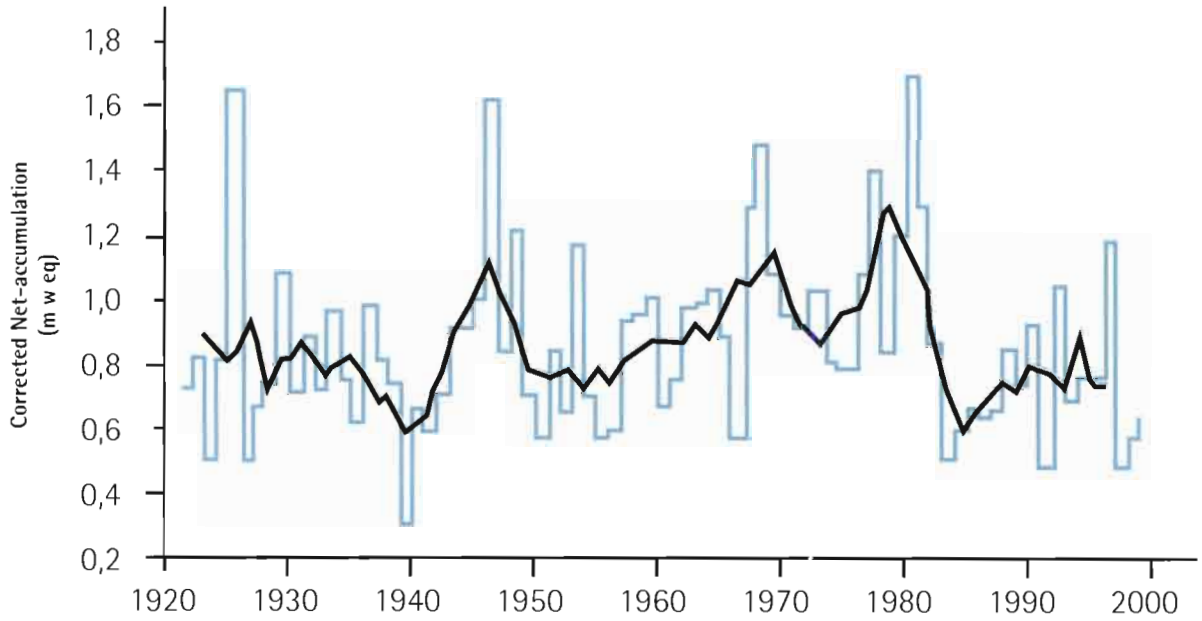
For the reconstruction of past net accumulation data in high altitude glaciers, ice cores were extracted in several areas of the Andes between 1983 and 2006. In the case of Bolivia, the most representative ice cores were extracted from the Illimani peak (6350 m.a.s.l.) in 1999. Figure 5.1 (next page) shows the net accumulation variability between 1920 and 1998, reconstructed by using this ice core.

Results show a drastic reduction in net accumulation during ENSO years. These results match reconstructions made in other glaciers of the Andes such as Chimborazo (Ecuador), Huascarán and Quelccaya (Peru).

²¹ The authors in this section are: Patrick Wagnon, Jean-Emmanuel Sicart, Luis Maisincho, Bernard Francou, Patrick Ginot, Jean-Philippe Chazarin, Vincent Favier and Pierre Ribstein.

Figure 5.1

- Net real and smoothed accumulation in Illimani -



5.2 Physical processes that lead to ablation

In a glacier, the ablation is the direct result of the SEB. Its estimation is the inventory of all the ingoing and outgoing energy flows on its surface which can be radiative, conductive or turbulent.

The SEB equation is described in Box 5.1 (below) and its value is estimated by using an automatic meteorological station installed on the glacier surface.

Box 5.1

- Different energy flows on a glacier's surface -

The classic equation for energy balance is as follows (flows toward the surface are represented as positive):

$$S\downarrow(1-a) + L\downarrow - L\uparrow + H + LE + P + G = \Delta Q$$

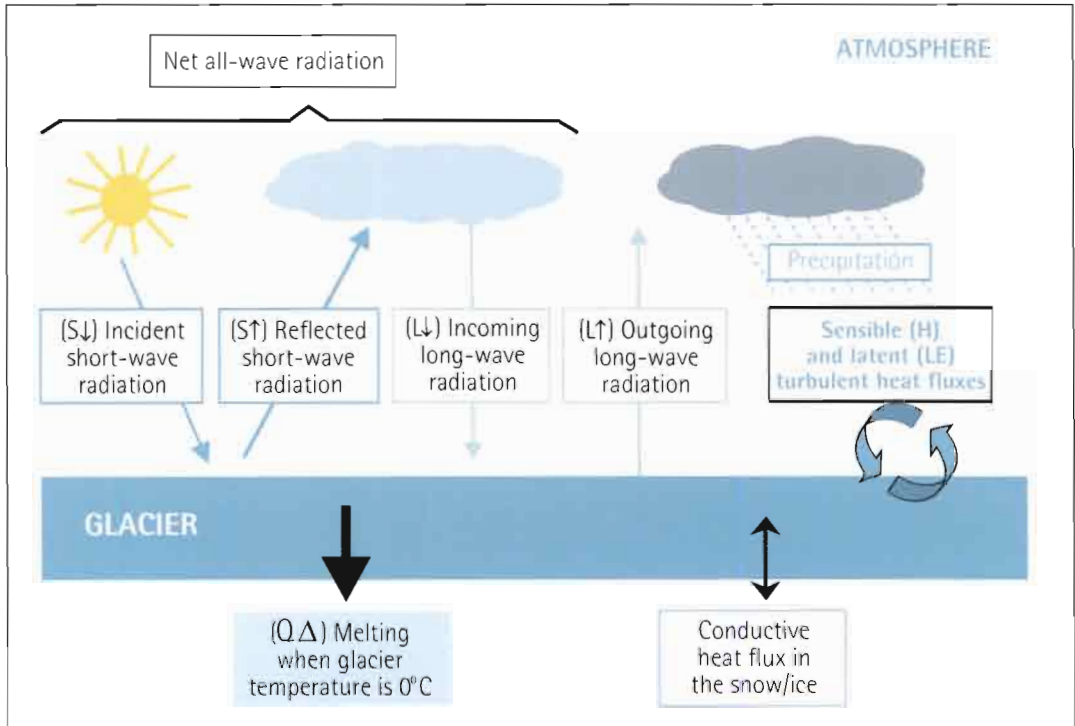
The first two terms at the left of the equation represent radiation R , which stands for all the wavelengths: $R = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow = S\downarrow(1-\alpha) + L\downarrow - L\uparrow$. $S\downarrow$ and $S\uparrow$ represent short wave solar radiation both incident and reflected, α represents the albedo, $L\downarrow$ is long wave radiation coming from the atmosphere and $L\uparrow$ is long wave radiation emitted by the surface. On the other hand, the terms $S = S\downarrow(1-\alpha)$ and $L = L\downarrow - L\uparrow$ represent short wave and long wave net radiation, respectively. H and LE represent turbulent flows of sensitive and latent heat, P is the energy flow contributed by rainfall; and G , the snow or ice conductive flow.

$Q\Delta$ represents energy variation resulting on the surface layer of a glacier. If $Q\Delta$ is positive, the glacier receives a heat flow that will be used first to increase its temperature (in case it is negative), and then to melt the ice (when the melting point has been reached).

Calculating the energy balance allows to verify the contribution of each flow for the melting of a glacier and to tell apart meteorological variables that control said melting. The following figure shows the energy balance between the glacier and the atmosphere (colors match the equation variables previously described).

Figure 5.2

- Energy balance on a glacier's surface: main inputs and outputs -



5.3 Surface Energy Balance (SEB) in the Zongo and Antizana 15a glaciers

SEB in the ablation zones of the Zongo (16°S, external tropic) and Antizana 15a (0°28S, internal tropic) glaciers is dominated by short wave radiation (S), which for these glaciers is the most important term in the SEB equation (see Box 5.1, page 67). Since short wave radiation is closely related to the surface albedo, this variable is fundamental in determining the amount of energy available on the surface for glaciers located in the internal and external tropics.

The albedo is directly related to a glaciers' state, that is, if the surface is covered by old snow or just by ice. Therefore, solid precipitation responsible for the snow layer on a glacier's surface is a key meteorological variable for tropical glacier melting variability.

In the external tropics, where glaciers rarely receive liquid precipitation, the mass balance is closely related with the total rainfall annual distribution. In the internal tropics, however, the key meteorological variable is air temperature, because it determines the precipitation that the glacier receives (rain or snow). In fact, if it snows on the surface, albedo increases rapidly, and this reduces melting. But if it rains, albedo is reduced, favoring solar radiation absorption and melting.

Short wave S radiation is partially compensated by long wave L radiation, which is negative throughout the year. Annual seasonality of $L\downarrow$ (coming from the atmosphere) is very distinct in Bolivia, reaching low values during the dry April-September season (few clouds) and high in the October-March humid season (many clouds). In Ecuador,

$L\downarrow$ is practically constant due to the absence of precipitation throughout most of the year. In sum, long wave radiation, closely related with clouds and humidity, is an essential variable that controls the SEB of tropical glaciers and explains the high seasonality of melting in the Zongo glacier (Sicart et al., 2005).

Sensitive heat turbulent flow H is related to air temperature and wind velocity, while latent heat flow LE is related to air humidity and wind velocity. Although the sensitive flow is always positive, the addition of these two flows always leads to the loss of heat. In fact, a permanently negative latent heat flow (corresponding to a loss in mass by sublimation) is a specific feature of tropical glaciers.

These turbulent flows are highly variable along the year. They are very important during the windy months (June to September) in Ecuador (Favier et al., 2004a) and during the dry season in Bolivia (Wagnon et al., 1999). During these periods sublimation has a low impact on the ablation rate, but plays a fundamental role in its seasonality by reducing energy through melting.

Short-term measurements taken at high altitude (Illimani) show that sublimation rates are also important in the glacier accumulation zone (around 1 mm of water equivalence per day during dry season) and comparable with those recorded in the ablation zone (Wagnon et al., 2003). Extremely high sublimation rates (larger than 2 mm of water equivalent per day) have been recorded in the South of Bolivia in temporary snow fields (Favier et al., 2004b).

5.4 Mass balance variability in Bolivia and Ecuador in terms of energy flows

When snowfall is too scarce to cover the ablation zone in Bolivia (between October and December), melting increases and ablation can reach rates of up to 1000 mm w.e. per month in the low zones. In case of rainfall and when hail or snow fall at melting temperature, albedo is kept at low level (<0.5).

In the Zongo glacier the correlation between precipitation and mass balance is high, reaching its highest (positive) level between December and March. Likewise, when a snow layer continuously covers the glacier, between October and April, the annual mass balance is close to equilibrium or positive (Wagnon et al., 2001). This means that the transition period between the dry season and the rainy season (January to March) is of key importance for mass balance. During this humid season, the latent heat flow is compensated by the sensitive heat flow. Therefore, the turbulent flow balance tends to be null or very weak.

As mentioned before, long wave incoming radiation plays a very important role in mass balance seasonality. During the humid season, outgoing long wave radiation is compensated by a large input of similar radiation due to the many clouds and high humidity of the air. This flow represents an important energy source for the glacier, especially at low

altitudes. It also explains the fact that runoff is constant throughout the summer; even when the glacier's surface is covered by large amounts of snow (Sicart et al., 2005).

During the dry season (May to August), the sky is clear and the atmosphere is dry. Therefore, the long wave radiation negative net balance produces an important reduction of the energy levels and therefore of ablation. In a similar way, the frequent austral winter winds produce sublimation that reduces melting (Wagnon et al., 1999).

In Ecuador, Antizana 15a glacier mass balance seasonality is less pronounced, although there is important interannual variability along the year. Accumulation seasonality at high altitudes is not very well known due to the fact that the accumulation cycle above 5200 masl is generally measured only once a year. However, measurements made in areas close to the ablation zone suggest that the most important accumulation periods are from April to June and from August to September.

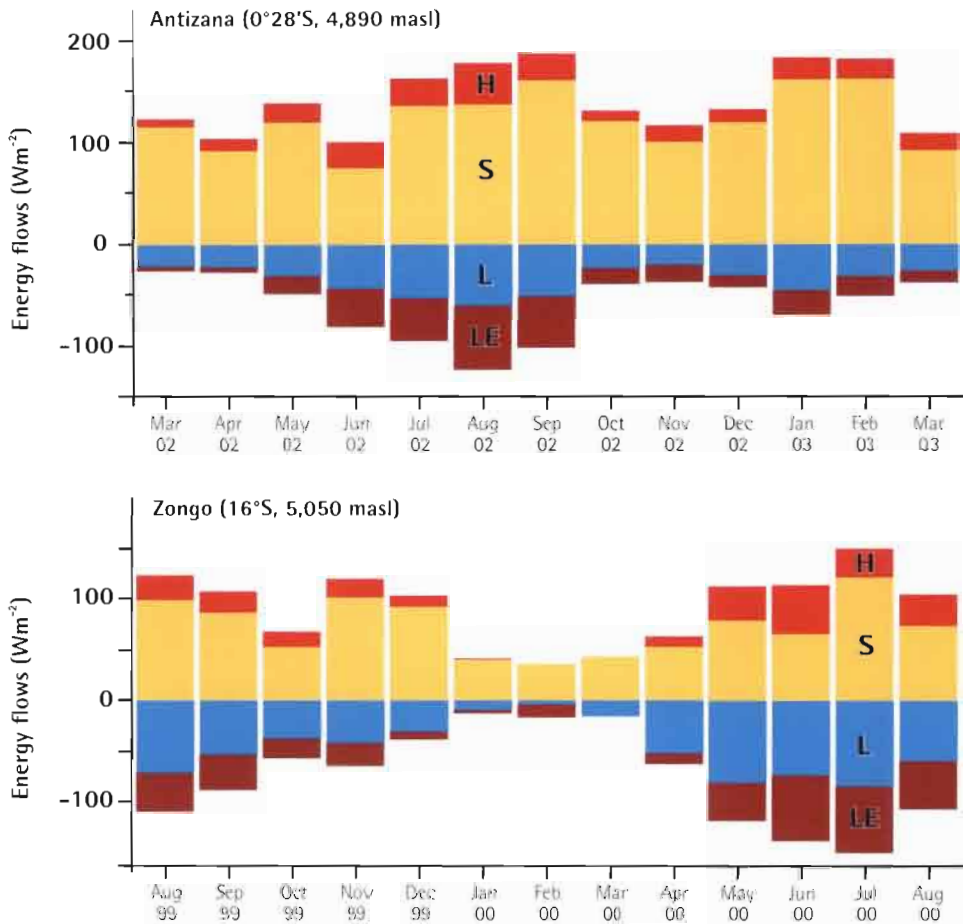
In comparison with Bolivia, mass balance interannual variability at low altitudes shows a more puzzling pattern. The June-July and November-January periods are more constant and show moderate ablation rates. The most uneven

Box 5.2

- Annual cycle comparison of the surface energy flows in the Zongo and Antisana 15 glaciers²² -

The following figure illustrates the annual cycle of the energy flows in the surfaces of the Antisana 15 (inner tropics, wet conditions throughout the year) and Zongo (outer tropics, rainy season between October and March; dry season between May and September) glaciers.

For both glaciers, the incoming energy flows are the net solar radiation (S) and the sensitive heat flow (H), while the outgoing flows are the net long-wave radiation (L) and the latent heat flow (LE).



²² Short wave S radiation monthly averages, long wave L net radiation, sensitive heat flow (H), and latent heat flow (LE) are those of glaciers Antisana 15a (March 2002-March 2003) and Zongo (August 1999-August 2000). Some H and LE data from March 2000 are missing for glacier Zongo.

periods are February to May and August to September, which altogether explain 98% of the annual mass balance variability (Francou et al., 2004b).

The larger ablation rates coincide with equinoxes, that is, with the higher solar radiation periods in Ecuador. But variability is greater around and after the first equinox (April to May) and around the second one (September), depending on frequency and nature of precipitation.

The most constant months are July and June, marked by rainfall and decreasing radiation flow. The October-December period is also quite regular with high ablation rates linked to the typical high shortwave radiation and low precipitation of that period.

As Favier et al. (2004a,b) and Francou et al. (2004b) have pointed out, albedo plays the same key role in Ecuador and Bolivia, but the emergence of the snow layer on the glacier

surface seems to depend more on the precipitation state (rain or snow) than on its value. In fact, among the extreme mass balance situations that occurred between 1995 and 2005, precipitation varied less than 50 mm w.e. only in the first semesters and September. Likewise, temperature among extreme situations oscillated between 1 and 1.5°C, particularly between January and May. This range corresponds to a variation between 150 and 200 m of the snow/rain limit above the glacier's surface.

The most important effect of precipitation is not melting the ice directly, since it falls at low temperature and low intensity, but keeping the albedo in the glacier's surface low. In the June-August period, despite the humidity generated in the Amazon basin, there are strong winds that intensify sublimation and reduce melting. Therefore, although sublimation has a limited effect in the annual ablation rates, it plays an important role in its seasonality by reducing available energy for melting.

5.5 Tropical glaciers, sea temperature and ENSO events

In Ecuador, the two opposing phases of ENSO events explain the most contrasting situations observed in the Antizana glacier. When there is a temperature anomaly on the sea surface of the Central Pacific (usually between November and February), its atmospheric response occurs in the Ecuadorian Andes three months later. This delay explains the fact that the mass balance variability reaches its maximum between February and May.

During warm ENSO events, temperature increases favoring rain occurrence at altitudes between 5,100 and 5,300 m.a.s.l, which, together with a slight cloudiness decrease, constantly keep albedo values low. Consequently, ice melting is high (Favier et al., 2004a, b).

In Bolivia, mass balance evolution also depends to a large extent on temperature anomalies occurring in the Central Pacific surface. During ENSO's warm phases, precipitation decreases by 10 to 30% and dry periods occur more frequently during summers (Vuille et al., 2000b). These conditions increase incoming short wave radiation and reduce both snow accumulation and albedo on the glacier's surface (Wagon et al., 2001). Average surface temperature in the

summer during "El Niño" is 0.7 to 1.3°C higher than during "La Niña", thus increasing the probability of precipitation at melting temperatures. During "La Niña" episodes there are opposite conditions, which may generate positive or close to equilibrium mass balances.

Sea surface temperature increase observed in the South American coast since 1976 contributed to the accelerated retreat of Ecuadorian and Bolivian glaciers. However, some large scale atmospheric events such as those produced by the explosion of the Pinatubo volcano in July 1991 may be interfering with the process. This explosion freed a large amount of sulphate aerosols which cooling effect temporarily interrupted the effect of the 1990-1995 "El Niño" period and caused the only positive mass balance, aside for "La Niña" episodes in the Chacaltaya glacier (Francou et al., 2003).

To conclude, changes in the "El Niño" space-time evolution since 1970 and the warming of the troposphere are the determining factors of glacier retreat in the Tropical Andes.



Section 6

The impact of glacier retreat on water resources

The first part of this section²³ describes runoff variability coming from glaciers in the Andean countries. Interannual runoff variability strongly depends on the occurrence of ENSO events, which accelerates glacier retreat through an increase in temperature (in Bolivia, Peru and Ecuador) and a decrease in precipitation (in Bolivia and the South of Peru).

The second part of the section presents future runoff projections for different scenarios of temperature increase in basins with different glacier coverage. Results predict a temporary increase of water flows; followed by a drastic decrease in the volume and availability of water in glacial basins. In the "Cordillera Blanca" of Peru, this decrease could reach up to 60% in 100 or 200 years.

6.1 Glacier runoff variability

6.1.1 Runoff, precipitation and variability

In Peru and Bolivia, the rainy season occurs between October and March, therefore the hydrologic year is estimated between September and August. This humid season is also the warmest, which is the main feature explaining for the functioning of tropical glaciers in this zone.

In the Peruvian Cordillera Blanca, the comparison of the distribution of precipitation and of runoff in several sub-basins of the Santa River shows the regulatory role of glaciers. (See Table 6.1, next page).

Monthly runoff in small basins with small glacier components (such as Recreta) or in large ones (such as La Balsa) are

closely correlated with monthly distribution of precipitation (see Figure 6.1, next page). On the contrary, runoff in basins with larger glacier components and medium size surfaces (such as Llanganuco or Parón) are more constant in the dry and cold season from May to September. Runoff in small basins with a very high glacier component (Artesoncocha) is even more constant in the dry and cold season. We can see that maximum flows occur from December to January.

During the 1973–1999 period, the hydrological balance of the Zongo glacier in the Bolivian Cordillera Real (Figure 6.2, page 77), showed a runoff of 1,280 mm/year for 3 km² of the glacial basin. This value has been compared with average precipitation in the basin estimated at approximately 1,000 mm/year.

²³ The authors in this section are Bernard Pouyaud, Eric Cadier, Robert Gallaire, Marco Zapata, Edgar Ayabaca, Carlos Olmos, Jesús Gómez, Wilson Suárez, Marcos Villacis, Luis Maisincho, Pierre Ribstein and Anne Coudrain.

Table 6.1

- Precipitation and runoff of glacial basins in the Cordillera Blanca -

	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	Avg.	Area (km ²)	% Glacier
Rain Recreta (mm)	7.1	23.2	34.3	55.5	80.6	96.3	112.7	49.5	17.3	1.1	0.4	1.9	479.8		
Rain Llanganuco (mm)	16.0	43.6	58.2	75.9	93.4	108.9	135.4	73.4	23.4	2.9	1.0	4.5	636.6		
Rain Huaraz (mm)	23.7	61.5	56.4	83.1	109.8	117.5	127.2	76.6	22.2	3.7	1.4	5.6	688.8		
Rain Paron (mm)	40.6	69.9	77.4	97.2	119.0	146.3	141.6	79.3	36.1	9.6	3.6	9.6	830.3		
Flow vol. Artesoncocha (mm)	117	168	205	254	270	213	205	128	88	79	75	87	1,889.1	8.4	79
Flow vol. Paron (mm)	76	71	82	103	125	134	139	121	106	84	83	86	1,210.0	48.8	48
Flow vol. Llanganuco (mm)	59	68	86	108	120	119	137	110	83	66	62	61	1,079.7	87	39
Flow vol. La Balsa	19	29	39	53	73	87	119	78	37	21	17	17	588.6	4,840	12
Flow vol. Recreta (mm)	5	8	11	20	37	58	83	44	17	8	6	5	302.3	290	2

Figure 6.1

- Precipitation and runoff of glacial basins in the Cordillera Blanca -

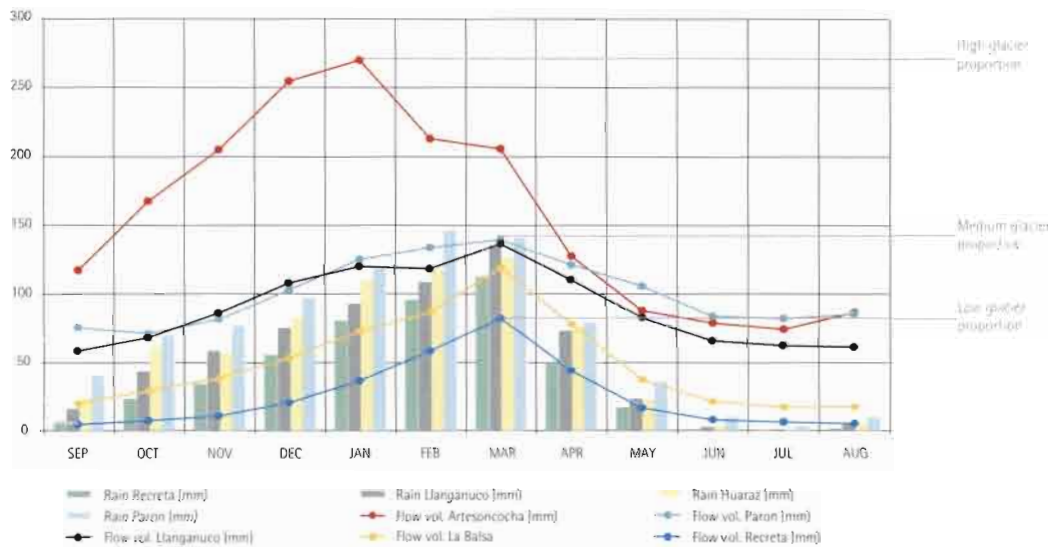
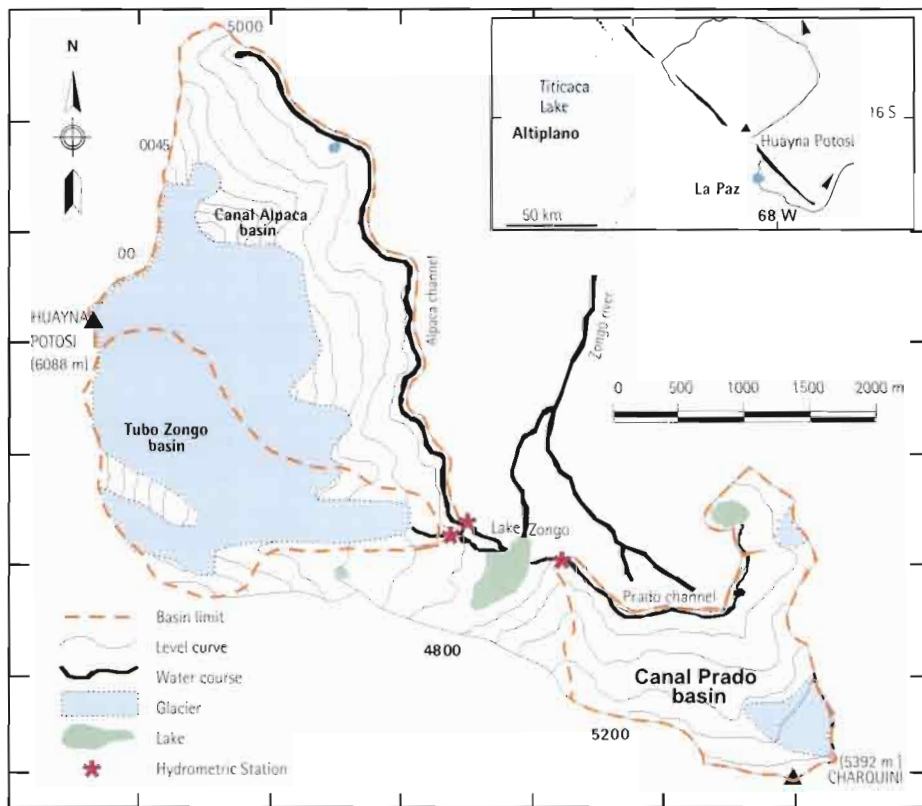


Figure 6.3 (next page) shows monthly runoff in three basins compared to monthly precipitation in Plataforma and Botijlaca. Although runoff occurs simultaneously with precipitation, higher runoff years in the Zongo and Canal

Alpaca stations are not those with heavier precipitation. On the other hand, different basins showed different behaviors. Therefore, the regulatory role of tropical glaciers is evidenced during Andean valleys dry seasons.

Figure 6.2

- Location of basins, glaciers and channels of Zongo -



6.1.2 Interannual runoff variability and ENSO events

As stated in the former section, there should be an alternative explanation to the interannual variability of tropical glaciers runoff. We will now analyze the effects of several "El Niño" events: 1991-92, 1997-98 (Ribstein et al., 1999) and 1982-83.

In Bolivia, ENSO events are linked to systematically scarce precipitations. For example, in the Plataforma station, there was a 37%, 20% and 21% deficit (compared to the interannual average) in the events of 1982-83, 1991-92 and 1997-98 respectively. However, in the Zongo and Canal Alpaca stations, the highest runoff values were recorded during this periods.

Figure 6.4 (next page) shows opposite behavior between

the Zongo and Alpaca glacial basins, with a high glacier component, and the Prado glacial basin, which includes only the small Charquini glacier. This opposite behavior is caused by considerable differences in glacier coverage rates between basins (Table 6.2, next page).

"El Niño" events are also linked to temperature increases of 1 to 2°C above average, which cause an increase of glacier melting (Francou and Pizarro, 1995). In basins with an essentially glacier regime, runoff coming from melting prevails. In basins with low glacier coverage, runoff increase due to melting is not enough to compensate for the deficit produced by the lack of precipitation.

In Peru, ENSO's incidence on precipitation is much clearer since the effect of precipitation decrease varies from one event to the other.

Figura 6.3

- Monthly runoff and precipitation between 1991 and 1999 -

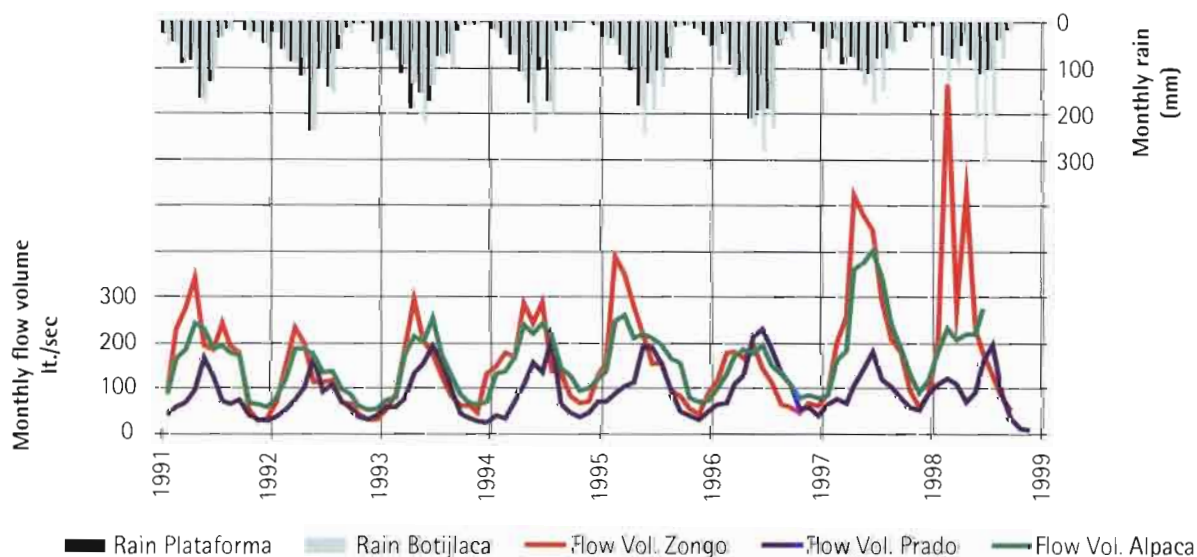
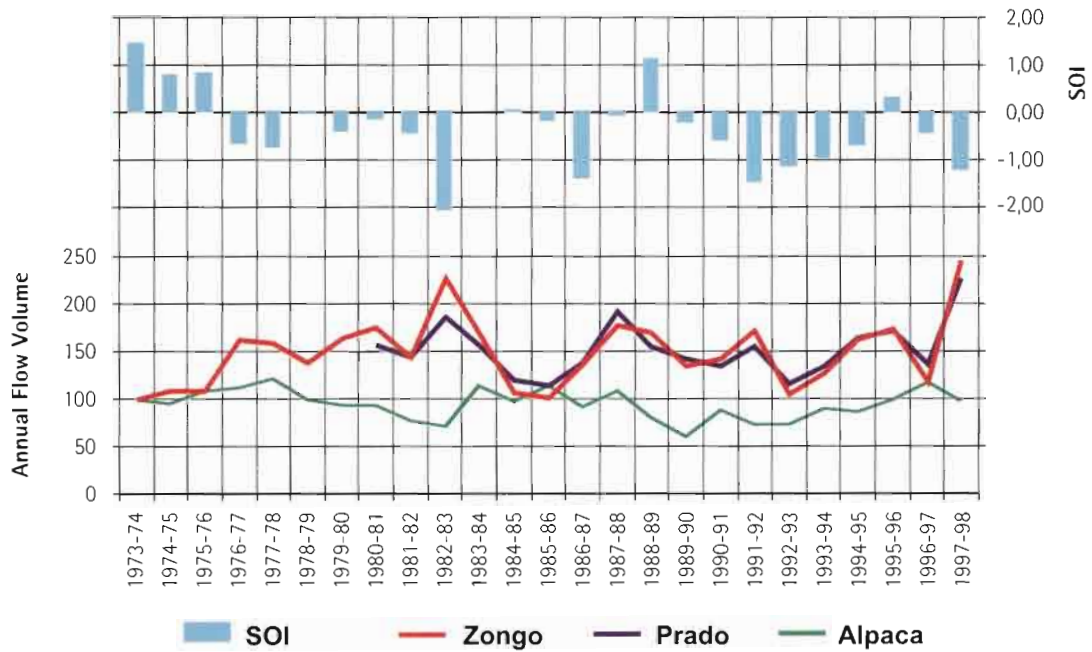


Figure 6.4

- Annual runoff at Zongo, Canal Prado and Canal Alpaca stations compared with annual Southern Oscillation Index (SOI) values³¹ -



Southern Oscillation Index (SOI) indicates the atmospheric pressure gradient between Tahiti y Darwin (Australia). Its highly negative value represents the presence of an El Niño Phenomena episode.

Table 6.2

- Basin characteristics -

	Zongo - Tubo	Charquini - Prado	Alpaca
Basin surface in km ²	3.00	2.99	5.74
% glacier surface (1987)	70.0	10.5	37.0

6.2 Impact of glaciers in high mountain basins

6.2.1 Water and glacier coverage rates

Table 6.3 (below) shows hydrologic parameters of the Santa River sub-basins, including Artesonraju, which is particularly interesting due to its high glacier coverage rate (although its

information corresponds to a different observation period). These results show that the hydroglaciologic behavior of glacial basins in the Cordillera Blanca is the same in a large range of glacier coverage coefficients, since the interannual glacier runoff grows in line with the glacier coverage rate.

6.2.2 Glacier water resource projections: the case of Cordillera Blanca

Figure 6.5 (next page) shows a medium term projection (next 20 years) of the Llanganuco river flow, estimated by considering atmospheric warming projections and

monthly runoff values for the 1953-1997 period. Results show that if only basins with glacier coverage higher than 40%, whose glaciers appear at altitudes above 5,500 masl are taken into account, the glacier surface reduction in 20 years should not be sufficiently important as to significantly modify the melting and runoff processes.

Table 6.3

- Annual water resource and glacier coverage rate in the Santa River subbasins-

Sub-basin	S (km ²)	S _{gl} (km ²)	C _g	L _e (m)	P (m)	k _{epn}	De (m)	Period	Altitude (m)
Recreta	290	5.1	0.02	0.30	0.61	0.50	0.30	1953 - 1997	4,000 - 5,200
Querococha	66.0	2.1	0.03	0.82	0.99	0.83	0.17	1953 - 1997	3,900 - 5,200
Quitaraca	390	30.0	0.08	0.88	1.00	0.88	0.12	1953 - 1997	1,500 - 6,000
Pachacoto	210	20.3	0.10	0.64	0.92	0.69	0.28	1953 - 1997	3,700 - 5,700
La Balsa	4,840	580	0.12	0.59	0.70	0.85	0.11	1953 - 1997	1,800 - 6,800
Olleros	176	28.5	0.16	0.87	0.98	0.89	0.11	1953 - 1997	3,500 - 5,700
Colcas	236	39.0	0.17	0.77	0.82	0.94	0.05	1953 - 1997	2,100 - 6,100
Quillcay	250	45.9	0.18	0.91	0.90	1.00	0.00	1953 - 1997	3,100 - 6,100
Los Cedros	116	24.0	0.21	0.93	0.86	1.08	-0.07	1953 - 1997	1,900 - 6,100
Chancos	271	65.3	0.24	1.01	0.88	1.15	-0.13	1953 - 1997	2,800 - 6,100
Llanganuco	87.0	33.7	0.39	1.08	0.95	1.14	-0.13	1953 - 1997	3,800 - 6,600
Paron	48.8	23.2	0.48	1.21	0.98	1.24	-0.24	1953 - 1997	4,200 - 6,000
Artesonraju	8.4	6.6	0.79	1.89	1.02	1.86	-0.88	2000 - 2004	4,300 - 6,000

S Total basin surface
 S_{gl} Glacial basin surface
 C_g Glacier coverage rate

L_e Runoff.
 P Precipitation.
 k_{epn} Runoff coefficient

De Runoff deficit
 (positive if P>L, negative if opposite)

It is necessary to consider the glacier gradual reduction of surface to carry out longer projections (e.g. 50 years) (Wagon and Vincent, 2003).

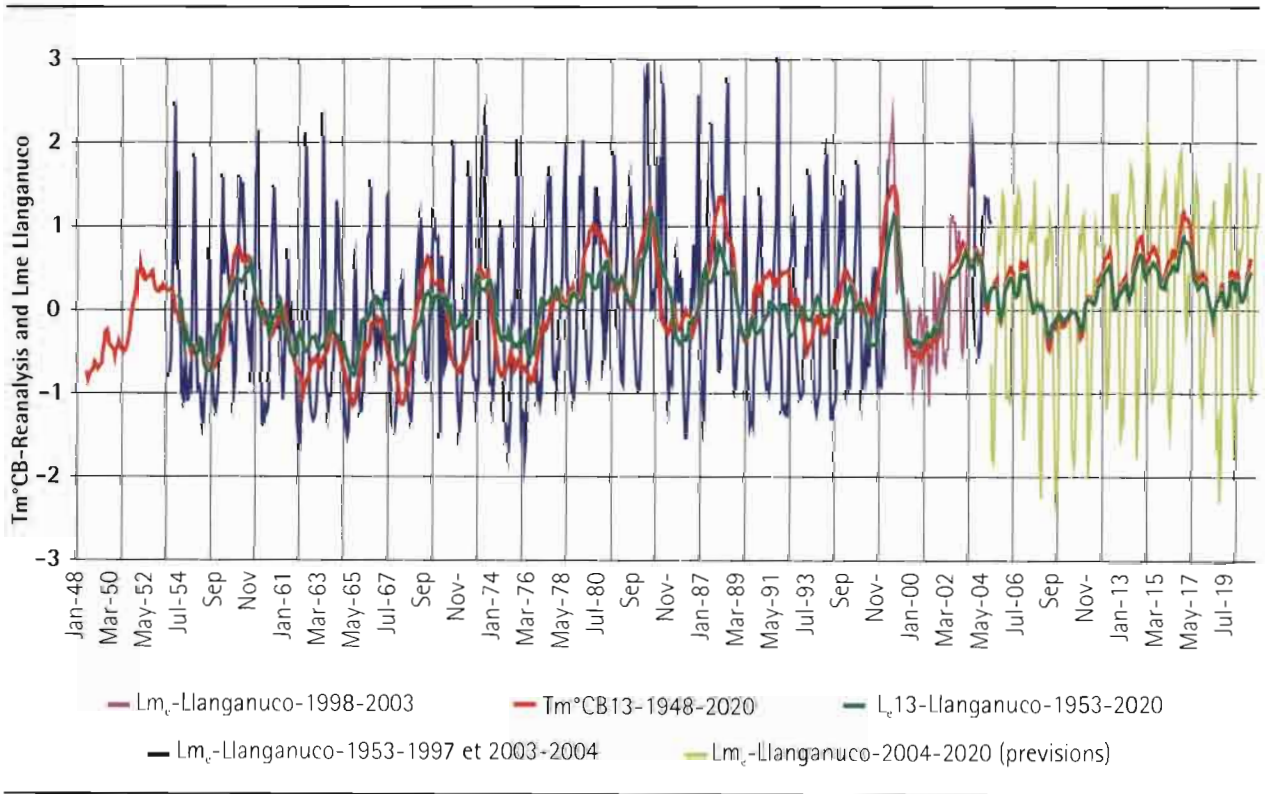
The model explained in Box 6.1 (next page) was used to project the runoff evolution until 2400 in the Llanganuco basin and other three basins with different glacier coverage (Parón, Artesoncocha and Yanamarey). Demonstrative calculations were carried out assuming high warming values for the XXI century (2°C and 4°C). Results are shown

in Figures 6.6 and 6.7 (page 83).

Slight increases of glacier water can be seen for all these basins along the next 25–50 years depending on their present glacier coverage. If climate change continues or speeds up, a dramatic decrease in the availability of water will follow particularly during dry seasons. The hydrologic regime of the glacial basins will turn into a snow-rain regime as regulatory glaciers disappear, starting with the smaller ones and those at a lower altitude.

Figure 6.5

- Medium term projection for flow volumes of the Llanganuco River -



Box 6.1

- Principles of a flow projection model -

In its initial configuration, the basin has a total surface S (in km^2), whose glacier surface section (S_{g_i}), presents strictly a glacier hydrological regime. The non glacier section surface (S_{pn}), presents a snow-rain regime. The total runoff L_c in the basin is the addition of the runoff for each of the two sub-basins $L_c = L_{c,gn} S_{pn}/S + L_{c,gl} S_{g_i}/S$ (Ferguson, 1985).

In the non glacier section S_{pn} , the run-off $L_{c,gn}$ depends on a runoff average interannual coefficient $k_{c,gn}$ that defines the part of the average interannual precipitation P in the basin that reaches its drain. In the glacier section S_{g_i} , the runoff $L_{c,gl}$ is initially equal to F_{g_i} , fusion of a glacier in the current conditions.

In the present climate change conditions, the hydrological functioning of the section with snow-rain regime supposedly does not change, assuming constant precipitation in the future, since there are no reliable predictions of its evolution (Garreaud & Aceituno, 2001). On the contrary, hydrological functioning of the section with glacier regime drastically changes, first due to an increase of fusion or melting and then due to a progressive reduction of the glacier surface.

Correlation between glacier flow and atmospheric temperatures shows that along time, glacier fusion $F_{g_i}(t)$ increases from the current value F_{g_i} , proportionally as temperature increases.

Without going into detail, the model allows the estimation of the runoff L_c in the basin as a function of time t , using the following equation:

$$L_c = k_{c,gn}(S_{pn} + \beta S_{g_i}t)P/S + F_{0,g_i}\{1 + \alpha[T_i(1 + at)]\}(1 - \beta t)S_{g_i}/S$$

where:

L_c	Runoff for all the basin (m)
$k_{c,gn}$	Runoff coefficient in the part not covered by glacier
S_{pn}	Surface not currently covered by glacier (km^2)
β	Annual glacier surface reduction coefficient (year $^{-1}$)
S_{g_i}	Surface currently covered by glacier (km^2)
t	Time (year)
P	Annual precipitation (m)
S	Total basin surface (km^2)
F_{0,g_i}	Current glacier fusion parameter (7,41m at isotherm 0°C)
α	Fusion increase per each $^\circ\text{C}$ of temperature increase (0,137 $^\circ\text{C}^{-1}$)
T_i	Initial temperature at 500hPa level ($-5,2^\circ\text{C}$ in year 2000)
a	(Increase of temperature per year of the considered scenario)/ T_i



The upper figure shows a functioning diagram of a glacial basin in the context of continued climate warming.

Figure 6.6

- Simulation of runoff evolution in Llanganuco, Parón, Arteson and Yanamarey -

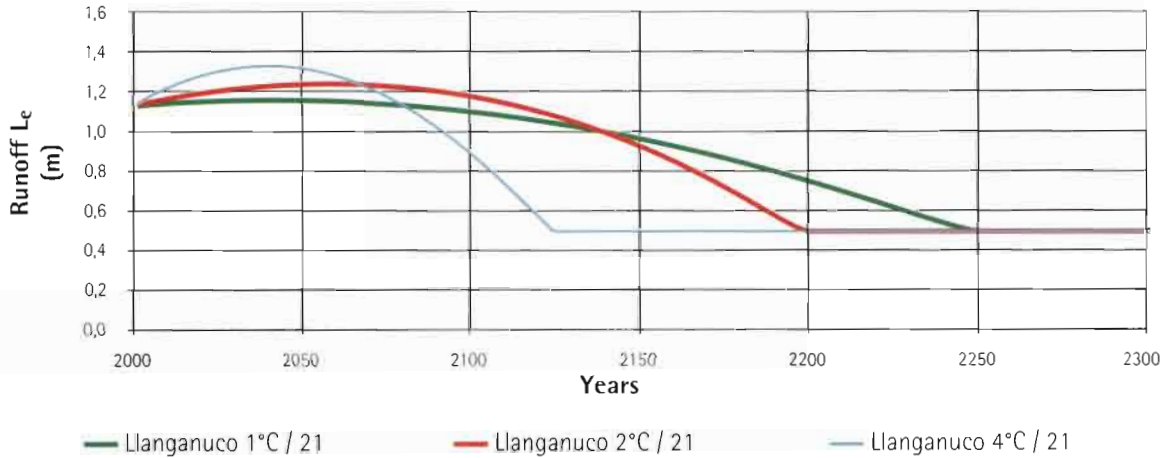
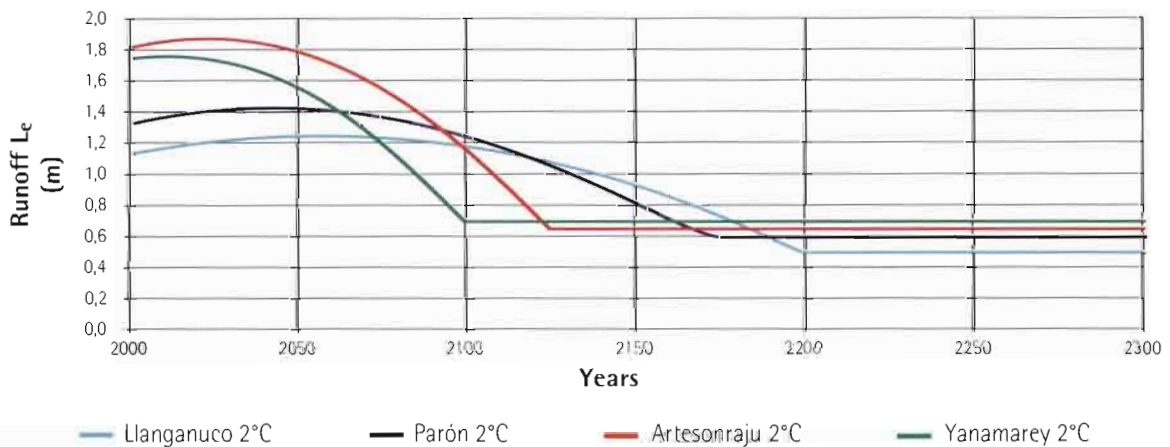


Figure 6.7

- Runoff evolution simulation in the Llanganuco basin -





Section 7

Glacier retreat and increase of disaster risk

In certain places²⁴, glacier retreat has produced large lagoons of easily erodable material. In seismic regions as the Peruvian Andes or the Himalayas, the likelihood for these dams to break is sufficiently high to consider altitude lagoons as a latent threat.

Generally, this kind of catastrophe is produced as a result of the sinking of a glacier section or part of a rocky slope in a lagoon, as shown in the following boxes. These impacts produce large waves (up to 50 m high) that are propagated downstream causing overflow of other lagoons, producing devastation along their way. The larger catastrophes occur during the rainy season when lagoons have more water.

Disasters as the one described have been frequent in Peru (particularly in the Cordillera Blanca) where they have had a death toll of about 10,000 people since 1725 (Lliboutry, Morales and Schneider, 1977; Ames and Francou, 1995).

These disasters have mostly occurred due to the detachment of large glacier ice blocks into lagoons. The most destructive occurred in 1941 in two lagoons above the city of Huaraz. As a result, half the city was devastated and around 4,000 people lost their lives.

²⁴ This section is an extract from the book by Francou and Vincent (2007). Marco Zapata, Nelson Santillán, Bernard Pouyaud and Robert Gallaire have contributed to this section.

Box 7.1

- Cordillera Blanca (Perú)-

Disasters have been frequent in Peru, particularly in the Cordillera Blanca, where they had a death toll of about 10,000 people since 1725 (Liboutry, Morales and Schneider, 1977; Ames and Francou, 1995).

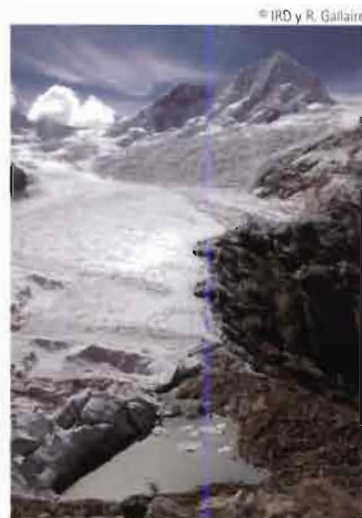
These disasters have mostly occurred due to detachment of large glacier ice blocks into lagoons. The most destructive occurred in 1941 in two lagoons above the city of Huaraz. As a result, half the city was devastated and around 4,000 people lost their lives.



Arhwaycocha lagoon in 2005, with the risk of a landslide of Pucahirca west glacier



Arhwaycocha lagoon in 2001, covered by icebergs after Pucahirca west glacier sank



Appearance of new lagoons due to glacier retreat in the Cordillera Blanca: example of Artezónraju glacier in 2005

Box 7.2

- Safuna Alta, Peru -

The Safuna Alta lagoon in Peru is located in an isolated region northeast of the Cordillera Blanca. A glacier flows into this lagoon through a 40 meter ice wall.



Safuna Alta lagoon in 2001

As a consequence of this glacier retreat, a large lagoon appeared around 1962. This lagoon immediately became a potential hazard since its overflow could pose a threat for the Cañon del Pato hydropower station located 40 km downstream. Between 1973 and 2001 the lagoon volume increased ten times due to an acceleration of the glacier retreat.



Safuna Alta lagoon, seen from the moraine dam in 2001

Box 7.2 (continuation)

- Safuna Alta, Peru (Cordillera Blanca, northeast side) -

In April 2002 a large rock detachment estimated at 10 million cubic meters occurred . The collapsed mass covered the glacier frontal zone and part of the lake causing waves that went over the moraine dam.



Safuna Alta after detachment

As a consequence, the lake is estimated to have lost between 4 and 5 million m³. The lagoon overflow strongly eroded the moraine dam, but the water flow was attenuated by the Safuna Baja lagoon which did not break



Safuna Baja and Safuna Alta moraine dam eroded by overflow

Box 7.3

- Altar (Ecuador) -

A similar event occurred in 2000 in the El Altar volcanic massif in Ecuador, which crater is filled by the Amarilla lagoon. In December 13th 2000, between 50,000 and 70,000 cubic meters of rocks got detached from surrounding volcanic walls and fell into the lagoon causing a 50 meter high wave.

The flow poured over a small basin downstream and then got into the Collanes river valley causing an overflow along 100 km that killed ten people and caused many damages.

© IRD y B. Francou

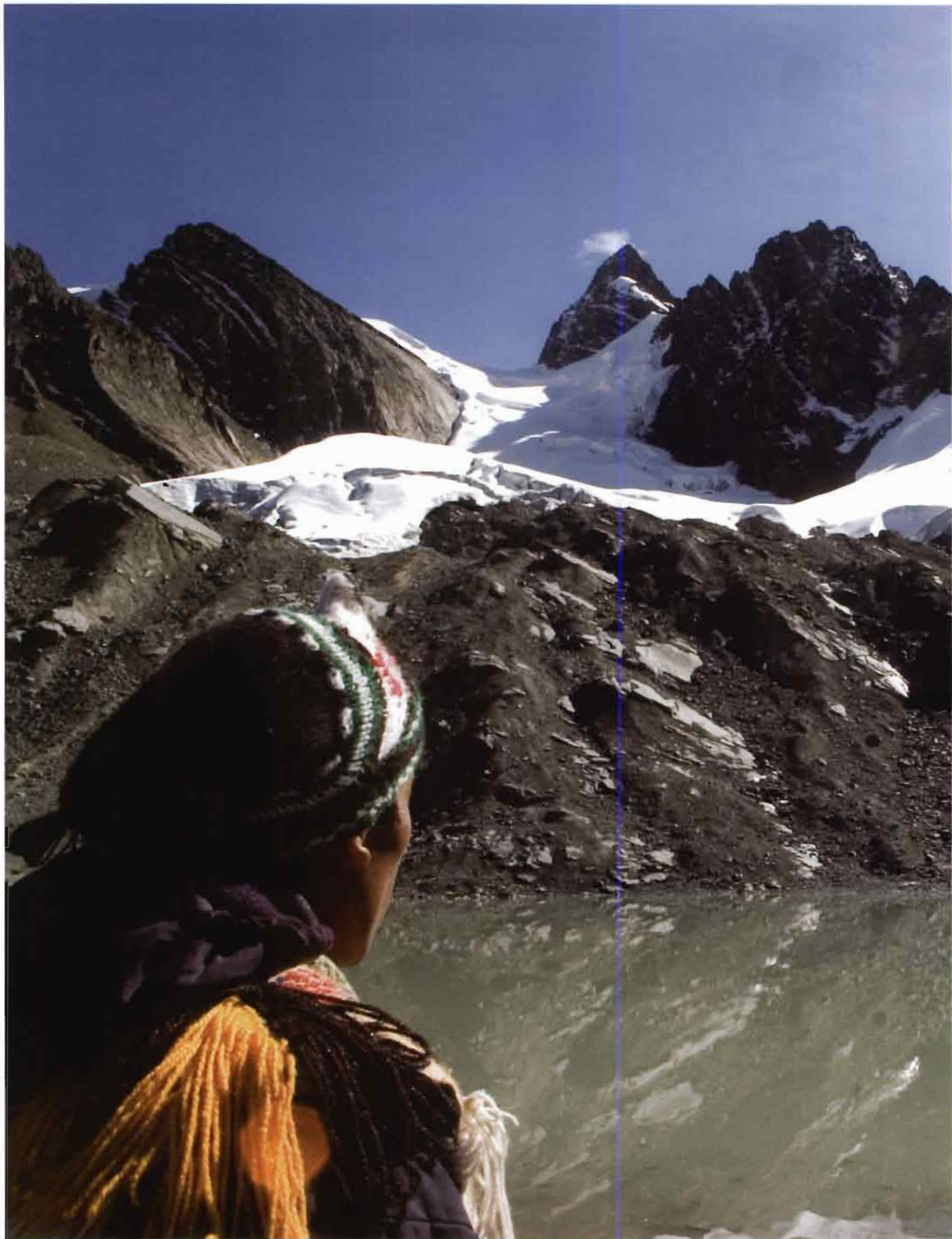


Collanes valley in 1999

© IRD y B. Francou



The same valley covered by mud in December 2001.



Section 8

Conclusions and perspectives

The document shows the results of a number of research pieces carried out in different Andean tropical glaciers in the last decades, thus contributing to a general overview of the state of the art on glaciers and climate change in the region.

Conclusions are based upon comparison of studies made in some specific places along specific time scales.

Tropical glaciers show little glaciation levels (2.500 km²). The Central Andes bear 99% of them and 70% of them are in Peru. In spite of their modest size, their study is especially interesting for several reasons:

- Glaciers are important indicators of climate change, especially those located above 4,000 m.a.s.l., where there are few instrumental systems.
- They play an important role in water management, supplying water to areas with little rainfall such as the Peruvian deserts.
- They act as hydrological regime regulators in almost all of the Andean region, especially in those places subjected to a long dry season, because when there is no precipitation, glacier melting allows for a minimum water flow in the rivers.
- They can be direct or indirect causes of disasters.

Central Andean studies have shown two important trends in recent years:

a. An accelerated retreat of glaciers

Every glacier observed in the Central Andes has accelerated its retreat in the last 25 years and mass losses have been 25% greater in small glaciers. Glaciers which do not have large areas above 5.000 m.a.s.l. are facing extinction in the near future. The case of the Chacaltaya glacier in La Paz,

Bolivia is emblematic. It has retreated dramatically since 1940 (in 2005 it presented 5% of the surface and 0.6% of the volume recorded in 1740) and is doomed to disappear before 2010.

b. Atmosphere heating

Temperature increase in the Central Andes has been significant. Since 1950, an average increase of 0.15 °C per decade has been observed. In recent decades, between 1974 and 1998, a double increase has been registered (~+0.34°C).

On the other hand, it is important to underline that dramatic changes in the Andes have regional characteristics that are determined by their relationship with the ENSO events. The following are some conclusions:

- ENSO makes it difficult to model precipitation.
- Hot and cold ENSO events (the most intense are known as El Niño and La Niña) are linked to an increase of between 1 and 3°C in the Andes atmospheric temperature.
- Warm ENSO events contribution to tropical glacier retreat in the Andes has been a determinant factor. Some cold events may, on the other hand, restore part of the lost ice mass, but this is possible only for glaciers with large areas above 5.400 m.a.s.l. Small glaciers do not recover mass, they only reduce their deficit.
- Interannual variability of runoff coming from glaciers only depends on the occurrence of ENSO events which accelerate glacier retreat through temperature increase (in Bolivia, Peru and Ecuador) and precipitation decrease (in Bolivia and Peru).

Concerning climate change scenarios for the XXI century and their relation with glacier retreat, general circulation models -under the hypothesis that greenhouse gas concentration double- foresee a generalized increase of temperatures in the Central Andes, which would be even higher above 4.000 masl. This increase in temperature would produce temporary increase of river flows located in glacier watersheds, followed by a drastic decrease of water volume. The hydrological regime will depend more and more on snow and rain as glaciers disappear, starting with the smaller ones and with those of lower altitude.

Although important progress has been made in the study of glaciers and their relation with climate change, it is important to continue with them and expand them all over the region (glaciers from several massifs). It would be very interesting to make an effort to build a Climate Change Scientific Research Agenda for the Andean subregion, that highlights research priorities as a base for policy development, planning tools and guidelines for investment, that take into account possible climate change impacts.

This Agenda would become a guideline for the scientific community and may be used as a reference to concentrate efforts and resources. Some topics that could be prioritized in this agenda are:

- Water availability in glacial basins and estimation of costs of the impacts on population, power generation, farming and productive activities.
- Glacier retreat impact in the Amazon area.
- Glacial lakes inventory and determination of risk for neighbouring populations and activities.
- Documentation of past glacier evolution as a reference to compare projections on their future evolution.
- Effect of the Pacific Ocean on the Andean glaciers and how it combines with atmosphere heating trends.

Finally, a basic and priority issue for climate change research and management in the region is to strengthen the hydro-meteorological observation network in the Andean region (with special emphasis on glacial basins) with some monitoring stations located above 5.000 m.a.s.l.

Glossary²⁵

Ablation: The process by which a glacier loses mass. Losses of surface come from an energy input from the atmosphere. Part of the ablation, limited in its amount except in volcanic regions, comes from ground heat (geothermal flow) and mechanical efforts due to deformations undergone by ice. The ablation zone, where ablation exceeds accumulation along the years, makes up the lower part of the glacier. This zone varies from year to year.

Accumulation: The process by which the glacier accumulates mass, essentially thanks to solid falls gathered on its surface. Accumulation also comprises frost input, snow displacement due to wind, avalanches and melts coming from steep walls. The accumulation zone in a glacier is the region where deposits resist ablation along a year. The extension of the glacier accumulation zone varies from year to year with mass balance.

Albedo: It comes from Latin albedo with means whiteness. It designates the power a body has to reflect received radiation. Albedo reaches 1 when all the radiation is reflected, or 0 when all the radiation is absorbed, as a perfectly black body. In a glacier surface, albedo is usually between 0.8 (fresh snow) and 0.4 (ice which has not been covered by mineral or organic detritus). Albedo plays a primary role in a glacier's energy balance and, more generally, in the Earth's.

Calving: Glacier substance loss that reaches the sea or a lake due to iceberg release. Calving can have much influence on the glacier's mass balance or its dynamic.

Emissary Torrent (river): Torrent that comes out from the glacier's front. In tempered glaciers (ice with fusion temperature at rocky bed level), the torrent is sub-glacier and runs off the rocky bed surface, while in cold glaciers (ice with negative temperature at rocky bed level), the torrent runs off the surface or at little depth.

Energy Balance: This balance consists of quantifying every energy input and loss. These flows maybe radiative (short and long waves), turbulent (linked to atmosphere movement and water phase changes) or conductive (heat condition of the ground). Energy balance on the surface includes snow or ice fusion.

Firn: Firn can be defined as the material which intensity is comprised between 0.55 g/cm³ and ice intensity. However, some authors call firn a snow that is more than one year old. Firn becomes ice within a density range of 0.8-0.84 g/cm³.

Front (of a glacier): Last end of the glacier which is subject to progression or regression according to surface mass balance and ice input from the high section. In tempered glaciers a torrent frequently comes out of its front due to contact between ice and rocky bed. A large part of the coarse rocky waste transported by the glacier which is not gathered by the emissary torrent are left at the front making up important frontal moraines when the front stays at the same place for a long time.

Fusion (or melting): Transformation of ice or snow into water. This process requires an energy of 334,000 Joules per kilogram. Fusion is the dominant ablation process in glaciers, mainly when the atmosphere has a positive temperature, when it is humid and several low intensity winds cross it.

Glacier: Hectometric or greater ice mass, permanent at human scale, deformed under its own weight. This mass moves at an annual speed estimated in meters or kilometers on the surface. A glacier may be shaped as a dome (glacier cask), a fan, with rocky crests at the summit (circus glacier), a block suspended from a tilted wall (suspended glacier) or forming a very long tongue that snakes into a valley (valley glacier). These shapes can be combined, for example, a cask

²⁵ Extract from B.Francou and C.Vincent, op. cit.

above which ice evacuates to the borders through individual tongues (exutory glaciers or cask emissions). Glaciers vary constantly in surface, volume and speed, as a response to their mass balance and other local factors.

Glacier equilibrium line: Line joining the point of a glacier where mass balance is null, thus limiting the accumulation zone and the ablation zone of a glacier. Equilibrium Line Altitude (ELA) is negatively correlated with the glacier's mass balance.

Hydrological Year: Year cut based upon precipitation distribution and river drain off. Hydrological year starts when water reserves in a basin reach their minimum levels. In mid and high altitudes (Alpes, Alaska), the hydrological year in basins with glaciers starts when average accumulation on said glaciers exceeds ablation. Under the tropics and in the regions where rain falls during the summer (Tien Shan, Tibet), the hydrological year starts while accumulation grows in the higher parts of glaciers and ablation also grows in the lower parts of glaciers. Under the Equator (e.g in Ecuador), however, this periodicity can be quite erroneous.

Isotope: Atoms from a same element whose nuclei have different masses. Stable isotopes are used to reconstruct past temperatures or rainfall from the ratio between other isotopes of the same element (example $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ or ratio between oxygen isotopes 18 and 16). Radiative isotopes are used as dating tools by measuring disintegration duration (example: ^{14}C or isotope 14 of carbon).

Latent heat flow: Energy flow linked to water phase changes (solid, liquid, gaseous). These changes require a large demand of energy; for example, 334,000 joules are necessary to melt one kilo of ice and 2'834,000 joules to sublimate one kilo of ice (almost 8.5 times more).

Mass Balance: It is defined as the difference between accumulation (solid falls, frost, wind contributions) and ablation (fusion, sublimation, calving) along time, generally a hydrological year. It is expressed in cubic meters, ice or water equivalent tons, estimating snow, firn, or ice material density. Mass balance in a period maybe positive (mass gain), negative (mass loss) or balanced.

Moraine (morrenic): A term designating the detritic mass transported by the glacier and deposited at the borders and in contact with the rocky bed. Moraines make deposits in lengthened and continuous bands on the glacier's surface, called, according to their position, mid, lateral or frontal moraines. They are called internal moraine in the ice and, under it, bottom moraines. They can also cover the glacier's surface regularly in its ablation zone (ablation moraine). This happens more in back glaciers. Frontal and lateral moraines are used to rebuild surfaces and eventually the volumes occupied by glaciers after they recede.

Radiation emission wavelength: radiation emitted by the sun (6,000 °K) and by the earth (255 °K) distributed in different wavelength bands. Sun radiation is within 0.2-0.4 μm (ultraviolet radiation), 0.4-0.8 μm (visible radiation) and 0.8-5 μm (near infrared). The Earth's emission is essentially infrared (5-100 μm). The ultraviolet radiation from the sun is stopped by stratosphere ozone, but its visible light is not much filtered by the atmosphere. Infrared radiations coming from the Earth's surface are stopped by greenhouse effect gases, that is, water vapor, carbon dioxide, methane, nitrogen protoxyde, troposphere ozone, etc.

Radiative Balance: It is the difference between incident solar radiation and radiation emitted by the ground. Making the radiative balance of a glacier or a planet consists of quantifying these exchanges and their balance.

Sensitive heat flow: Heat transferred through convection between surface and water. This flow is linked to air turbulence (wind) and air temperature.

Sublimation: Ice loss in the vapor phase. This process requires a large amount of energy equivalent to 2,834,000 Joules per kg, that is, approximately 8.5 times more than fusion. Sublimation is very important in media where atmosphere is dry and windy. It participates in shaping ice and snow penitents.

Troposphere: Low atmosphere layer measuring between 7 km (close to the poles) and 15 km (close the equator). Its temperature lowers as one ascends.

Turbulent flows: Sensitive heat and latent heat flow are non-radiative flows linked to air turbulence that are exchanged between atmosphere and ground surface.

- References -

- Aceituno, P., (1988): On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 505–524.
- Ames, A. y Francou, B. (1995): Cordillera Blanca, Perú. Glaciares en la Historia. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andine*, 24 (1), 37–64. *Arctic and Alpine Research*, 29, 4, 379–391.
- Arnaud Y., Muller F., Vuille M., y Ribstein P. (2001): El Niño Southern Oscillation (ENSO) influence on Sajama volcano snow cap from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography. *Journal of Geophysical Research*, 106(D16), 17773–17784.
- Berger, T., Mendoza, J., Francou, B., Rojas, F., Fuertes, R., Flores, M., Noriega, L., Ramallo C., Ramirez, E. y Baldivieso, H., (2005): Glaciares Zongo – Chacaltaya – Charquini Sur – Bolivia 16°S. Glaciological, hydrological and meteorological measurement, Hidrologie year 2004–2005. *Great Ice Report, Bolivia, IRD-IHH-SENMAHI-COBEE* : 171 p.
- Beschel, R. 1961. Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry). In Raasch G.O. (ed.), *Geology of the Arctic*. Toronto, University of Toronto Press, 1044–1062.
- Bonnaveira, H. (2004). "Etude des phénomènes de dépôt et post-dépôt de la neige andine sur un site tropical d'altitude (Illimani-Bolivie-6340m) en vue de l'interprétation d'une carotte de glace". Doctoral Thesis, Université Joseph Fourier.
- Bradley R. S., Vuille M., Diaz H. y Vergara W. (2006): Threats to water supplies in the Tropical Andes. *Science* 312, 1755–1756.
- Brecher, H.H., y Thompson, L.G. (1993): Measurement of retreat of Qori glacier in the Tropical Andes by ground photogrammetry. *Photogrammetry Engineering and Remote Sensing* 59, 6 : 1017–1022
- Cadier E., Villacis M., Garcés A., Lhuissier P., Maisincho L., Laval R., Paredes D., Cacesres B. y Francou B. (2006): Modelling melting of low latitude Andean glacier according to global and local climate variations: First results. *AISH, Red book*, en prensa.
- Cadier, E. y Pourrut, P. (1979) Inventaire et détermination des données nécessaires à l'utilisation rationnelle des ressources en eau dans le cadre d'une planification globale des ressources naturelles renouvelables. L'expérience de l'Equateur. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, Vol. XVI, n° 3 et 4, 171–211.
- Chepstow-Lusty, A., Frogley, M. R., Bauer, B. S., Bush, M. B., y Tupayachi Herrera A. (2003): A late Holocene record of arid events from the Cuzco region, Peru. *Journal of Quaternary Science*, 18, 6 491–502.
- CONAM (Consejo Nacional del Ambiente) (2001): National Communication of Peru to the UNFCCC. Lima, CONAM-GEF.

- Condom T., Coudrain A., Sicart J.E., y Théry S. (2006): Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10°N-55°S). GPC, in print.
- Cooley, D., Naveau, P., Jomelli, V., Rabatel, A., y Grancher, D. (2006). A bayesian hierarchical extreme value model for Lichenometry. *Environmetrics*, in print.
- Correia, A., Freydier, R., Delmas, R. J., Simões, J. C., Taupin, J.-D., Dupré, B., y Artaxo, P. (2003): Trace elements in South America aerosol during 20th century inferred from a Nevado Illimani ice core, Eastern Bolivian Andes (6350m a.s.l.). *Atmospheric Chemistry and Physics* 3, 2143–2177.
- Coudrain A., Francou B. y Kundzewicz Z. W. (2005): Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources. *HSJ – JSH* 50, 925–932.
- De Angelis, M., Simões, J. C., Bonnaveira, H., Taupin, J. D., y Delmas, R. J. (2003). Volcanic eruptions recorded in the Illimani ice core (Bolivia): 1918–1998 and Tambora periods. *Atmospheric Chemistry and Physics* 3, 1725–1741.
- Delclaux F., Coudrain A., Condom T. (2006): Evaporation estimation on Lake Titicaca : a synthesis review and modelling. *Hydrological Processes*. In print.
- Dyrgerov, M.B., y Meier, M.F., (1997): Mass balance of mountain and subpolar glaciers: A new global assessment for 1961–1990
- Eddy, J.A. (1976). The Maunder Minimum. *Science* 192, 1189–1202.
- Favier V., Coudrain A., Cadier E., Francou B., Ayabaca E., Maisincho L., Praderio E., Villacis M. y Wagnon P. (2006) Evidences of underground circulations on Antizana ice covered volcano, Ecuador.
- Favier, V., Wagnon, P., Chazarin, J.-P., Maisincho, L. y Coudrain, A., (2004a): One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, D18105, doi:10.1029/2003JD004359.
- Favier, V., Wagnon, P. y Ribstein, P., (2004b): Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climate forcing. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, L16403, doi:10.1029/2004GL020654.
- Fedorov, A.V. and S.G. Philander (2000): Is El Niño changing?, *Science*, 288, 1997–2002.
- Ferguson, R. I. (1985): Runoff from glacierized mountains: a model for annual variation and its forecasting. *Water Resource Res.* 21(5), 702–708.
- Francou, B. (2004): Ecuadorian Andes: glaciers in travellers time (century 18th to 20th). In J.P. Deler & E. Mesclier (eds), *The Andes, the challenge of Andino world, tribute to Olivier Dolfus*, Lima IFEA-IEP, 137–152.
- Francou, B., y Pizarro, L. (1985): El Niño and drought in the Andes (Peru and Bolivia). *Bull. Assoc. Et. And.*, 14, 1-2: 1-18.
- Francou, B., y Pouyaud, B. (with the support of 13 authors), 2004a: Method for the observation of glaciers in the tropical Andes. Ground measurement and data processing. GREAT ICE's document, <http://www.greatice.ird.fr/> 240 p.

Francou, B., Vuille, M., Favier, V. y Cáceres, B. (2004b): New evidences of ENSO impacts on glaciers at low latitude: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'. *Journal of Geophysical Research*, 109, doi: 10.1029/2003JD004484.

Francou, B., y Vincent, C. (2007). *Les glaciers vont-ils disparaître ? Les glaciers face au changement climatique*. IRD Editions et CNRS Editions.

Francou, B., Ramirez, E., Cáceres, B. y Mendoza, J. (2000): Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century. Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. *Ambio*, 29, 7: 416-422.

Francou, B., Ribstein, P., Tiriau, E. y Saravia, R. (1995): Monthly balance and water discharge on an inter tropical glacier. The Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *Journal of Glaciology*, vol. 42, N°137: 61-67.

Francou, B., Ribstein, P., Wagnon, P., Ramirez, E. y Pouyaud, B. (2005): *Glaciers of the Tropical Andes, indicators of global climate variability in Global Change and Mountain Regions: A state of knowledge overview*, U. Huber, K.M. Harald & M. A. Reasoner (eds), Springer.

Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J. & Sicart, J.-E., (2003): Tropical climate change recorded by a glacier of the Central Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *Journal of Geophysical Research*, 108, D5, 4154, doi: 10.1029/2002JD002959.

Fu, Q., & Johanson, C. (2005): Satellite-derived vertical dependence of tropical tropospheric temperature trends. *Geophysical Research Letters*, 32, L10703, doi:10.1029/2004GL022266.

Gaffen, D. J., Santer, B. D., Boyle, J. S., Christy, J. R., Graham, N. E., y Ross, R. J. (2000): "Multidecadal changes in the vertical temperature structure of the tropical troposphere", *Science* 287, 1242-1245.

Garcia, M. y Francou, B. (2002). *The Hearth of the Andes*. Libri Mundi, Quito.

Garreaud, R. y Aceituno, P. (2001) Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *J. Climate* 14, 2779-2789.

Garreaud, R. y Battisti, D. (1999): Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *J. Climate* 12, 2113-2123.

Georges, C. (2004): The 20th century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca (Peru). *Artic, Antarctic and Alpine Research* Vol. 36, No. 1, February 2004, (pp. 100-107).

Ginot, P., Kull, C., Schotterer, U., Schwikowski, M., y Gäggeler, H. W. (2006): Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes). *Climate of the Past* 2, 21-30.

Ginot, P., Schwikowski, M., Schotterer, U., Gäggeler, H. W., Gallaire, R., y Pouyaud, B. (2002): Potential for climate variability reconstruction from Andean glaciochemical records. *Annals of Glaciology* 35, 443-450.

Grove, J.M. 1988. *The Little Ice Age*. London, Methuen.

Hastenrath, S. & Ames, A. (1995): Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *J. Geophys. Res.* 100(D3), 5105-5112.

- Hock, R. & Holmgren, B. (2005): A distributed surface energy balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden. *J. Glaciol.* In print.
- Hoffmann, G., Ramirez, E., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Delmas, R., Dürr, H., Gallaire, R., Simões, J., Schotterer, U., Stievenard, M., and Werner, M. (2003). Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophysical Research Letters* 30, 1179, doi:10.1029/2002GL014870.
- IPCC (2001): *Climate Change. Third assessment report.* Cambridge University Press
- Jomelli, V., Grancher, D., Naveau, P. y Cooley, D. (2006a): Assessment study of lichenometric methods for dating surface. *Geomorphology.* In print.
- Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein D. y Solomina, O. (2006b): Recalibration of the yellow *Rhizocarpon* growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications on LIA chronology. In revision.
- Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein D., Favier, V. y Francou, B. (2006c): Little Ice Age glacial extension in Ecuador from lichenometry and historical observations: the same pattern as in Bolivia and Peru.
- Jordan, E. (1991): *Die Gletscher der Bolivianischen Anden.* Stuttgart, Franz Steiner Verlag.
- Jordan, E., Ungerechts, L., Cáceres, B., Peñafiel, A. y Francou, B., (2005): Estimation by photogrammetry of the glacier retreat on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997. *Hydrological Sciences/Journal des Sciences Hydrologiques, IAHS*, 50, n°6: 949-961.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Leetnaa, A. y Reynolds, B. (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Met. Soc.* 77(3), 437-471.
- Kaser, G. (1999): A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global Planet. Change* 22, 93-103.
- Kaser, G., y Osmaston, H.A. (2002): *Tropical Glaciers,* Cambridge University Press, New York.
- Kaser, G. y Georges, C. (1997): Changes of the equilibrium line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930-50, and their spatial variations. *Annals of Glaciology*, 24, 344-348.
- Kaser, G. (2001): Glacier-climate interaction at low latitudes, *J. Glaciol.*, 47(157), 195-204.
- Kaser, G., Juen, I., Georges, C., Gomez, J. y Tamayo, W. (2003): The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Perú. *J. Hydrol.* 282, 130-144.
- Kinzl, H. (1969): La glaciación actual y pleistocénica en los Andes centrales. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 89, 89-100.
- Knüsel, S., Ginot, P., Schotterer, U., Schwikowski, M., Gaeggeler, H. W., Francou, B., Simões, J. C., Petit, J. R., y Taupin, J. D. (2003): Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolivia. *Journal of Geophysical Research* 108, 4181.
- Kuhn, M., (1981): *Climate and glaciers,* International Association of Hydrological Sciences Publ. 131, (Symposium at Canberra 1979 – Sea level, Ice and Climate Change) 3-20.

- La Condamine, C. (1751): *Journal du voyage fait par ordre du roi à l'Equateur servant d'introduction historique à la mesure des trois premiers degrés du Méridien*. Imprimerie Royale, Paris, 266p.
- Le Roy Ladurie, E. (2004): *Histoire humaine et comparée du climat. Canicules et glaciers 13e-18e siècles*. Fayard, Paris.
- Liu, K., Reese, C.A. y Thompson, L.G. (2005): Ice core pollen record of climate changes in the Central Andes during the last 400 years. *Quaternary Research*, 64, 272-278.
- Lliboutry, L., Morales Arnao, B. & Schneider, B. (1977): Glaciological problems set by the control of dangerous lagoons in Cordillera Blanca, Peru. III. Study of moraines and mass balances at Safuna. *J. Glaciol.* 18, 275-290.
- Luckman, B.H. (2000): The Little Ice Age in the Canadian Rockies. *Geomorphology*, 32, 357-384.
- Luckman, B.H., Villalba, R. (2001): Assessing the Synchronicity of Glacier Fluctuations in the Western Cordillera of the Americas during the Last Millennium. In Markgraf, V. (ed.), *Inter-Hemispheric Climate Linkages*, Academic Press, San Diego, 119-140.
- Matthes, F.E. (1939): Report of the committee on glaciers. *Transaction American Geophysical Union*, 20, 518-523.
- Matthews, J.A., Briffa, K.R. (2005): The Little Ice Age: reevaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler*, 87A, 1, 17-36.
- Meyer, H. (1907): *In den Hoch-Anden von Ecuador*. Dietrich Reimer-Ernst Vohsen, Berlin, 522p.
- Naveau, P., Jomelli, V., Cooley, D., Grancher, D. y Rabatel, A. (2006): "Modelling uncertainties in lichenometry studies with an application: The Tropical Andes (Charquini Glacier in Bolivia)". *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, in print.
- Nesje, A., Dahl, S.O. (2000): *Glaciers and environmental change*. Arnold, London.
- Nesje, A., Dahl, S.O. (2003): The Little Ice Age, only temperature? *The Holocene*, 13, 139-145.
- Oke, T. R. (1987): *Boundary Layer Climates*, 2nd ed., 435 p., Routledge, New York.
- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Bezada, M., Rull, V. y Bradley, R.S. (2006): Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103, 24, 8937-8942.
- Pouyaud, B., Vignon, F., Yerren, J., Suarez, W., Vegas, F., Zapata, M., Gomez, J., Tamayo, W. y Rodriguez, A. (2003): *Glaciers et ressources en eau dans le bassin du rio Santa*. IRD-SENAMHI-INRENA : <http://www.mpl.ird.fr/hydrologie/greatice/>
- Pouyaud, B., Zapata, M., Yerren, J., Gomez, J., Rosas, G., Suarez, W., & Ribstein, P. (2005). *Avenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche*. *Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques* 50, 999-1021.
- Quintana-Gomez, R. A. (1999): Trends of Maximum and Minimum Temperatures in Northern South America, *Journal of Climate* 12, 2104-2112.
- Rabatel A. (2005): *Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie (16°S) depuis le Maximum du Petit Age Glaciaire (XVIII siècle)*. Doctoral thesis, Université Joseph Fourier-Grenoble 1: 195 p.

- Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V. y Naveau, P. (2006): The Little Ice Age in the Tropical Andes of Bolivia (16°S) from dating moraines by lichenometry: implication for a climate reconstruction.
- Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B., y Grancher, D. (2005): Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *C. R. Geoscience* 337, 1311-1322.
- Rabatel, A., Machaca, A., Francou, B., y Jomelli, V. (2006): Glacier retreat on glacier Charquini (16°S), Bolivia, since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *Journal of Glaciology* 52, 110-118.
- Racoviteanu A., Manley W. F., Arnaud Y. y Williams M. W. (2006): Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: an example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. *GPC*.
- Ramirez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloîtres, M., Guérin, R., Mendoza, J., Gallaire, R., Pouyaud, B., y Jordan, E. (2001): Small glaciers disappearing in the Tropical Andes. A case study in Bolivia : Glacier Chacaltaya (16°S). *Journal of Glaciology*, 47, 157: 187-194
- Ramirez, E., Hoffmann, G., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F. A., Landais, A., Petit, J. R., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simões, J. C., y Stievenard, M. (2003): A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 337-350.
- Ramirez, E., Hoffmann, G., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F. A., Landais, A., Petit, J. R., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simões, J. C., y Stievenard, M. (2003): A new andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 337-350.
- Reiss, W. (1873): Alturas tomadas en la República del Ecuador en los años de 1872 y 1873, Quito.
- Ribstein, P., Francou, B., Tiriau, E. & Saravia, R. (1995): Tropical climate and glacier hydrology. A case study in Bolivia. *J. Hydrol.* 165, 221-234.
- Ribstein, P., Pouyaud, B., Sicart, J.E., Wagnon, P., Ramirez, E. y Francou B., (1999): Variabilité climatique et fonctionnement hydrologique d'un glacier tropical. Comité National Français de Géodésie et Géophysique. Rapport Quadriennal, Section 6, XXIIe Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale, Birmingham, 18-30 juillet 1999 : 279-287
- Rind, D., Shindell, D., Perlwitz, J., Lerner, J., Lonergan, P., Lean, J., y McLinden, C. (2004): The relative importance of solar and anthropogenic forcing of climate change between the Maunder minimum and the present. *Journal of Climate* 17, 906-929.
- Rosenblüth, B., Fuenzalida, H. A., y Aceituno, P. (1997): Recent Temperature Variations in Southern South America, *International Journal of Climatology*, 17, 67-85.
- Schotterer, U., Grosjean, M., Stichler, W., Ginot, P., Kull, C., Bonnaveira, H., Francou, B., Gäggeler, H. W., Gallaire, R., Hoffmann, G., Pouyaud, B., Ramirez, E., Schwikowski, M., y Taupin, J. D. (2003): Glaciers and climate in the Andes between the Equator and 30°S: What is recorded under extreme environmental conditions? *Climate Change* 59, 157-175.
- Sicart, J. E., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B. & Condom, T. (2005): Hydrological and glaciological mass balances of a tropical glacier: Zongo, Bolivia. *Global Planet. Change*. In print.

- Sicart, J. E., Ribstein, P., Wagnon, P. y Brinstein, D. (2002) Clear sky albedo measurements on a sloping glacier surface. A case study in the Bolivian Andes. *J. Geophys. Res.* 106(D23), 31729–31737.
- Sicart, J.E., Ribstein, P., Francou B. y R. Gallaire (2003): Etude des précipitations et de la fonte sur un glacier tropical: le glacier du Zongo, Bolivie, 16°S, *Hydrol. Sciences J.*, 48(5), 799–808.
- Sicart, J.E., Wagnon P. and Ribstein P. (2005): Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia), *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, D12106, doi:10.1029/2004JD005732.
- Sievers, W. (1914): *Reisen im Peru und Ecuador*. Leipzig.
- Suarez, W. (2003): Bilan hydrique d'un système lacustre de haute montagne: le bassin Parón (Cordillère Blanche, Pérou). Rapport de DEA. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France.
- Thompson, L. G., Davis, M. E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., Henderson, K. A., Zagorodnov, V. S., Lin, P.-N., Mikhailenko, V. N., Campen, R. K., Bolzan, J. F., Cole-Dai, J., y Francou, B. (1998): A 25000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science* 282, 1858–1864.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Bolzan, J. F., y Koci, B. R. (1985): A 1500-Year Record of tropical precipitation in ice core from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science* 229, 971–973.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Brecher, H. H., Davis, M. E., Leon, B., Les, D., Ping-Nan, L., Mashiotta, T. A., and Mountain, K. R. (2006). Abrupt tropical climate change: Past and present. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103, 10536–10543.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W., and Grootes, P. M. (1986): The little ice age as recorded in the Stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science* 234, 361–364.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Lin, P.-N., Henderson, K. A., Cole-Dai, J., Bolsan, J. F., and Lui, K.-B. (1995): Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascaran, Peru. *Science* 269, 46–50.
- Trenberth, K. E. and T. J. Hoar (1996): The 1990–1995 El Niño–Southern Oscillation event: longest on record. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 57–60.
- Vergara W., Deeb A., Valencia A. Bradley, R., Francou B., Zarzar A., Grünwaldt A. y Haeussling S. (2006): The economic impact of rapid glacier retreat in the Andes.
- Vignon, F. (2002) *Glaciares y recursos hidricos en el valle alto del río Santa*. DED Report, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Vimeux, F., Gallaire, R., Bony, S., Hoffmann, G., y Chiang, J. C. H. (2005): What are the climate controls on dD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 205–220.
- Vincent C. (2002): Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *J. Geophys. Res.* 107(D19) 4375–4388.

- Vuille, M., Bradley, R. y Keimig, F. (2000a): Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, No D10: 12 447-12 460.
- Vuille, M., Bradley, R. y Keimig, F. (2000b): Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 13, 2520–2535.
- Vuille, M., y Bradley, R., (2000): Mean temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophysical Research Letters*, vol. 27, No 23: 3885–3888.
- Vuille, M., (1999). Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation, *Int. J. Climatol.*, 19, 1579-1600
- Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M. y Keimig, F. (2003): 20th century climate change in the Tropical Andes: observations and model results. *Climate Change* 59(1/2), 75–99.
- Wagon P., J.E. Sicart, E. Berthier y J.P. Chazarin (2003), Wintertime high altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level (a.s.l.), *J. Geophys. Res.*, 108 (D6), ACL 4.1-4.14.
- Wagon, P. y Vincent, C. (2003): Climate change as recorded by glaciers. *IGBP Global Change Newslett.* 56:13–16.
- Wagon, P., Ribstein, P., Francou, B. y Pouyaud, B. (1999): Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, 104, D4: 3907–3924
- Wagon, P., Ribstein, P., Francou, B. y Sicart, J.-E. (2001): Anomalous heat and mass budget of Zongo Glacier, Bolivia, during the 1997–98 El Niño year. *Journal of Glaciology*, vol. 47, n°156: 21–28.
- Whymper, E. (1892): *Travels amongst the Great Andes of the Equador*. Charles Scribner's Sons, New York, 456 pp.
- Winkler, S. (2004): Lichenometric dating of the Little Ice Age maximum in Mt Cook National Park, Southern Alps, New Zealand. *The Holocene*, 14, 911–920.
- Zumbühl, H.J. y Holzhauser, H. (1988): *Glaciers des Alpes du Petit Age Glaciaire*. *Les Alpes*, 3, 129–322.